

**VISITA GEOMORFOLÓGICA AL VALLE
DEL ALTO CARDENER (CUENCA DEL
LLOBREGAT), SIERRA DEL PORT DEL
COMTE Y VALLE DE LA RIBERA SALADA
(CUENCA DEL SEGRE)**

**Editores: J. Carles Balasch, Juliana Delgado, Pilar
Llorens, Damià Vericat y Francesc Gallart**



**AVANCES DE LA GEOMORFOLOGÍA EN ESPAÑA, 2008-2010
XI REUNIÓN NACIONAL DE GEOMORFOLOGÍA
20-24 SEPTIEMBRE 2010**

GUÍA DE LA EXCURSIÓN A PORT DEL COMTE.

AVANCES DE LA GEOMORFOLOGÍA EN ESPAÑA, 2008-2010

XI REUNIÓN NACIONAL DE GEOMORFOLOGÍA ESPAÑA, 2008-2010

SOLSONA, 20-24 SEPTIEMBRE 2010

Colaboradores:



ISBN: 978-84-693-5185-7

*Foto portada y contraportada: Lecho de un río de gravas, Ribera Salada, Pre-Pirineo Catalán.
Foto: Ramon J. Batalla, 2003.*

VISITA GEOMORFOLÓGICA AL VALLE DEL ALTO CARDENER (CUENCA DEL LLOBREGAT), SIERRA DEL PORT DEL COMTE Y VALLE DE LA RIBERA SALADA (CUENCA DEL SEGRE)

Miércoles, 22 de septiembre de 2010

J. Carles Balasch¹, Juliana Delgado², Pilar Llorens², Damià Vericat^{3,4} y Francesc Gallart²

¹ Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl. Universitat de Lleida (UdL), Lleida

² Institut d'Avaluació Ambiental i Estudi de l'Aigua (IDAEA), CSIC, Barcelona

³ Centre Tecnològic Forestal de Catalunya (CTFC), Solsona.

⁴ Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University, Aberystwyth (UK)

Presentación

La excursión que recorre los relieves del Port del Comte y los valles prepirenaicos del Cardener y la Ribera Salada constituye un magnífico ejemplo de itinerario para el conocimiento de la geomorfología estructural de la vertiente sur en el límite entre los Pirineos Centrales y Orientales, pero a la vez contiene elementos de notable interés hidrológico superficial y subterráneo, así como esplendidos ejemplos de procesos geomorfológicos de vertiente de zonas montañosas mediterráneas con modificaciones de los usos del suelo.

La ruta de esta visita geomorfológica se inicia en la ciudad de Solsona para dirigirse hacia el valle alto del río Cardener, el afluente más importante del río Llobregat. Se asciende por el valle del curso alto del Cardener, conocido como Valle de Lord, para alcanzar las estribaciones de la sierra del Port del Comte donde se encuentra la divisoria de aguas Llobregat-Segre y entrar en el valle vecino situado a poniente del río Ribera Salada, las aguas del cual fluyen directamente al embalse de Rialb en el curso medio del río Segre. Por tanto, el itinerario transcurre desde un valle pirenaico de afluencia directa al mar Mediterráneo, asciende a una imponente sierra prepirenaica (Port del Comte) y desciende por el oeste hacia el valle de otro gran río prepirenaico, la Ribera Salada, que desemboca en el río Segre para dirigirse al curso medio-bajo del río Ebro.

Los objetivos de la visita son de índole múltiple por la variedad de las unidades geológicas atravesadas y por la riqueza de los paisajes de montaña y fluviales que se visualizan, pero pueden resumirse en los siguientes:

- Conocimiento de las principales unidades morfoestructurales de los Pirineos Orientales en un corte N-S que discurre por el río Cardener, concentrado en especial, en la zona de contacto entre el frente de las unidades autóctonas (Manto del Cadí) y la depresión de antepaís (Depresión Central Catalana).

- Interpretación geomorfológica de los relieves modelados en la zona a partir del conocimiento de las estructuras geológicas y de las características y disposición de los materiales sedimentarios.
- Conocimiento de las principales unidades hidrogeológicas y su relación con las aguas superficiales de los valles del Cardener y de la Ribera Salada, abordando cuestiones ambientales específicas como los aprovechamientos de alguna surgencia salada y las variaciones de los recursos hídricos de la zona en relación con los cambios de usos del suelo.
- Descripción de la dinámica hidrológica y sedimentaria de un río de montaña mediterránea con lecho de gravas, a partir de la instrumentación en continuo de las diversas modalidades de transporte. Interpretación de la afectación geomorfológica e hidrológica por las actividades de extracción de áridos en el lecho del río.

Marco geográfico

El recorrido de la presente visita guiada transcurre completamente por la comarca del Solsonès, un territorio situado en la parte central de Catalunya, a caballo entre las estribaciones prepirenaicas de los Pirineos Centrales y las plataformas elevadas de la Depresión Central Catalana, como se conoce a la terminación noreste de la Cuenca del Ebro (figura 1). El conjunto orográfico central de la visita es el del Port del Comte, que está formado por las sierras del propio Port del Comte (Pedró dels Quatre Batlles, 2.382 m s.n.m.), Querol (2.138 m s.n.m.), Campelles (2.118 m s.n.m.) i el Tozal de Cambrils (1.803 m s.n.m.). Al este, el río Cardener separa las sierras del Port del Comte del conjunto vecino de la Sierra del Verd (Cap d'Urdet, 2.240 m s.n.m.). Al norte se encuentran las estribaciones de la monumental Sierra del Cadí y al oeste los relieves más reducidos de la Sierra del Turp. Por el sur, un gran escarpe limitaría el pie del Port del Comte y daría paso a unas plataformas descendientes hacia Solsona, que son surcadas por los ríos Ribera Salada hacia poniente, y Cardener hacia el sur y levante.

Clima e hidrología

Las temperaturas tienen un régimen ligeramente continental y están fuertemente marcadas por las diferencias de altitud (Tabla 1). Hay una gran variabilidad en las series de temperatura mensuales especialmente importante en los meses de otoño de las estaciones ubicadas a mayor altitud: el coeficiente de variación de la temperatura media en la estación de Port del Comte (1.795 m s.n.m) es de 182% en Octubre y 220% en Noviembre, mientras que en Solsona (794 m s.n.m) son de 23% y 29% para los mismos meses. El régimen pluviométrico de las estaciones, a diferencia del típicamente mediterráneo, presenta dos periodos húmedos (primavera y otoño) y un periodo seco (invierno), donde los meses de Abril, Mayo, Agosto, Septiembre y Octubre presentan la mayor precipitación y los meses de Febrero y Marzo la menor precipitación (figura 2). Los volúmenes que se observan en verano, especialmente en Agosto y Septiembre, corresponden a tormentas. La alta variabilidad en la precipitación anual, mencionada anteriormente, refleja parte de la elevada variabilidad que se observa a escala mensual como se observa en las desviaciones típicas, especialmente en los meses de Octubre, Diciembre y Enero

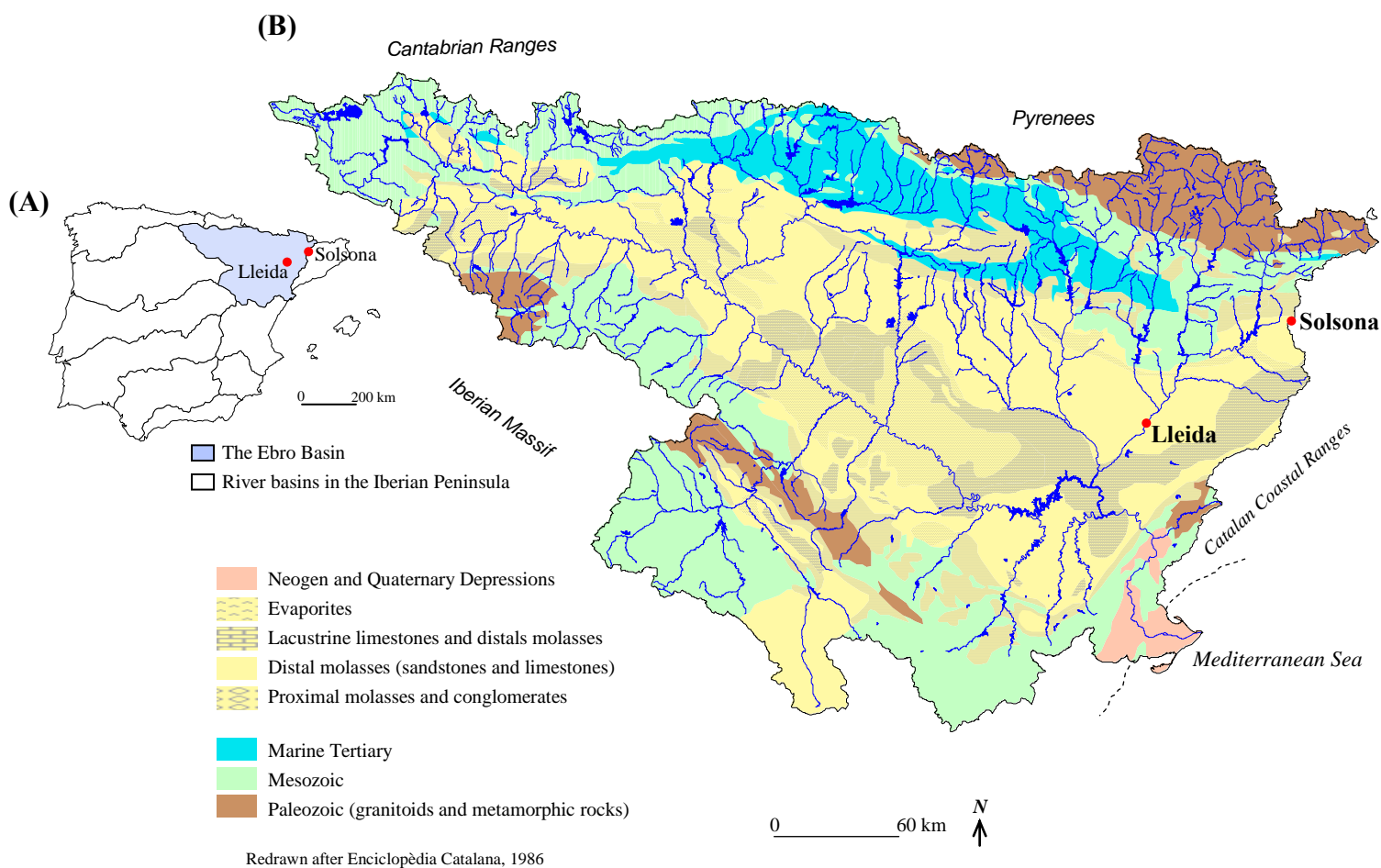


Figura 1. (A) Localización de la cuenca del Río Ebro en la Península Ibérica. (B) Principales unidades litológicas en la Cuenca del Río Ebro. Fuente: Vericat (2005).

Tabla 1. Características pluviométricas y térmicas de la cuenca alta del Cardener. ETo es la evapotranspiración de referencia.

Código	Nombre	Altitud (m s.n.m.)	Precipitación (mm - %)		Temperatura (°C)		ETo (mm/año)
			Media	Coef. Var.	Media	Amplitud	
632°	Josa - Tuixen	1184	992	26			
127°	Port del Compte	1795	1052	21	7	8	588
134e	Busa	1177	792	22			
135	Navés	744	768	31			
131u	Solsona	794	582	24	13	12	905

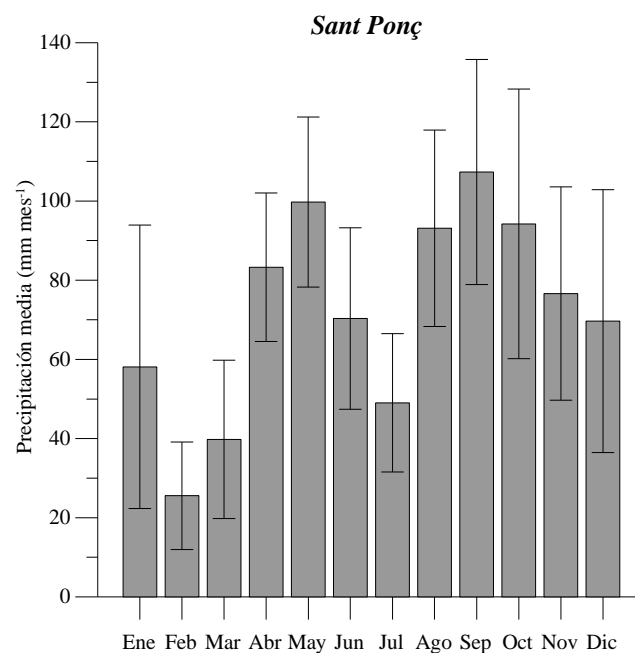


Figura 2. Precipitación media y desviación típica mensual para la cuenca del Cardener hasta el embalse de Sant Ponç.

Desde el punto de vista hidrológico, las partes altas de la cuenca muestran un régimen húmedo, con superávit hídrico durante prácticamente todo el año y cierto papel de la fusión nival en algunos años, mientras que en las partes bajas el régimen es prácticamente de tipo semiárido, con déficit hídrico durante casi todos los meses (figura 3).

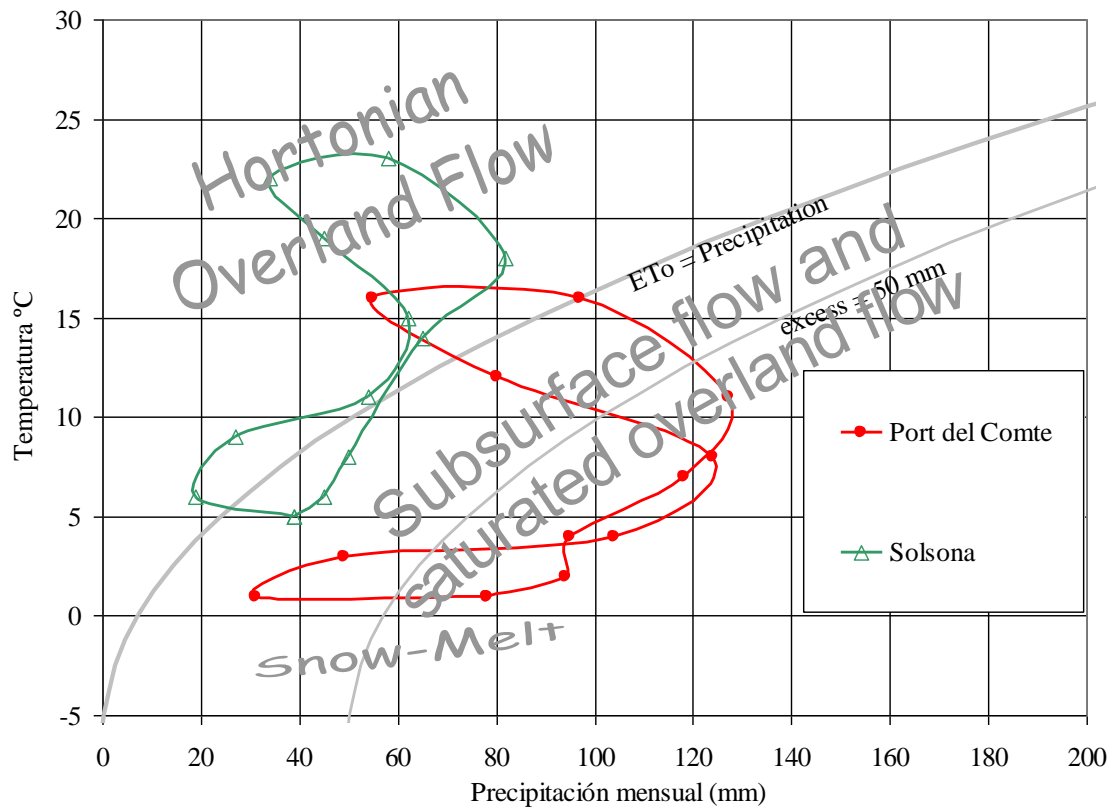


Figura 3. Procesos de generación de escorrentía deducibles del régimen climático en dos estaciones de la cuenca del río Cardener, sobre un gráfico de Kirkby (2005).

Usos y cubierta del suelo

La vegetación potencial en la mayor parte de la superficie de la alta cuenca del Cardener (entre los 700 y 1.300 m s.n.m) es la asociación de *Quercus spp.* (especialmente *Quercus pubescens*) y *Buxus sempervirens*, que sin embargo ha estado sustituida por las pinedas de *Pinus sylvestris* donde se ha regenerado el bosque (Bonet, 1997). En vertientes solanas por debajo de los 1.000 m s.n.m. suelen aparecer también encinares. El *Pinus sylvestris* sigue dominando entre los 1.300 y 1.600 m de altitud, junto con el abeto (*Abies alba*). Sobre los 1.800 m de altitud domina *Pinus uncinata* que ha menguado en altitud por la ampliación de los prados supraforestales o de las pistas de esquí (Molina, 2000).

La distribución actual de las cubiertas del suelo en la zona de estudio refleja la relación histórica entre la población humana y el territorio. Las actividades tradicionales han estado dirigidas hacia la agricultura, ganadería y al aprovechamiento de los espacios forestales; mientras que otras actividades extractivas y turísticas se han incorporado recientemente. El paisaje actual es un mosaico heterogéneo de cubiertas dominado por los bosques. Ésta cubierta conforma una matriz en la que se articulan las poblaciones, los espacios agrícolas y los pastizales. Los espacios forestales (bosques y matorrales) han sido explotados fundamentalmente como combustible; también se han empleado para la ganadería, aunque ésta última ha aprovechado especialmente los prados supraforestales. El desarrollo del territorio alrededor de los núcleos de población y de

las áreas agrícolas, ubicadas principalmente en zonas bajas de poca pendiente, se ha visto condicionado por los factores ambientales y el relieve. El área agrícola se ha establecido en función de la expansión o regresión de la superficie cultivada, adaptando el terreno según las necesidades (Molina, 2000).

La densidad de población en 2006 era de unos 6 habitantes por km², y la evolución histórica muestra un prolongado descenso a partir del 1950 que no afecta o se invierte en algunas poblaciones con actividad industrial o turística, como Sant Llorenç y Olius. En el año 1957 la superficie agrícola y las áreas de pastoreo cubrían un 27 % de la superficie de la cuenca alta del Cardener, mientras que las áreas de bosque denso ocupaban un 26%, las de bosque claro un 22% y los matorrales un 19%. Sin embargo, en el año 1993, se observa una fuerte expansión de las áreas de bosque denso, que llega a cubrir el 67% del área, a expensas del bosque claro, los matorrales y los prados y cultivos, que han disminuido, respectivamente, en un 21, 11 y 9% (Delgado, 2010).

Efectos de los cambios de cubierta en los recursos hídricos

Es bien conocido que el aumento de la cubierta forestal de una cuenca determina un aumento de la evaporación y por lo tanto de los aportes de agua de esa cuenca (Bosch y Hewlett, 1982). En el Pirineo se han realizado varios trabajos que muestran el descenso de los recursos hídricos como consecuencia del aumento de cubierta forestal en los últimos 50 años (Gallart y Llorens, 2003 y 2004; López-Moreno et al. 2006).

Para la alta cuenca del Cardener hemos utilizado los registros observados en las estaciones de aforos y los caudales simulados, a partir de la precipitación y temperatura, utilizando el modelo Sacramento (ACA, 2004). Hemos tenido que descartar los registros de la estación de Aigües Junes por ser de calidad dudosa (la eficiencia NS del modelo Sacramento es solamente de $r^2 = 0.42$), de modo que hemos utilizado los registros de la estación de Olius, descartando los anteriores a 1953 por la misma razón ($r^2 = -1.4$). En la figura 4 se comparan los caudales observados en esta estación de aforo con los caudales simulados y los residuales (observados - simulados). Las tres series tienen pendientes ligeramente negativas.

La tendencia de la serie de los residuales (descenso no explicado por el clima que debe atribuirse a un cambio en el funcionamiento de la cuenca) representa una pérdida anual de 0.57 hm³ anuales, o de un 0.54% de los recursos medios. Esta tendencia no es significativa si consideramos que la hipótesis nula es la estabilidad ($p = 0.14$), pero, siguiendo los criterios del IPCC cuando la estabilidad está puesta en duda, podemos decir que es un descenso *muy probable*. Este descenso es comparable con el descenso aproximado de 0.4 hm³ anuales que podemos estimar para el período 1957-1993 teniendo en cuenta el aumento de cubierta forestal observado y aplicando la ecuación anual de Zhang y otros (2001), aunque es el doble del descenso anual estimado para el río Ebro a causa del aumento de la cubierta forestal en su cuenca, que es de un 0.24% de los recursos medios anuales (Gallart y Llorens, 2003).

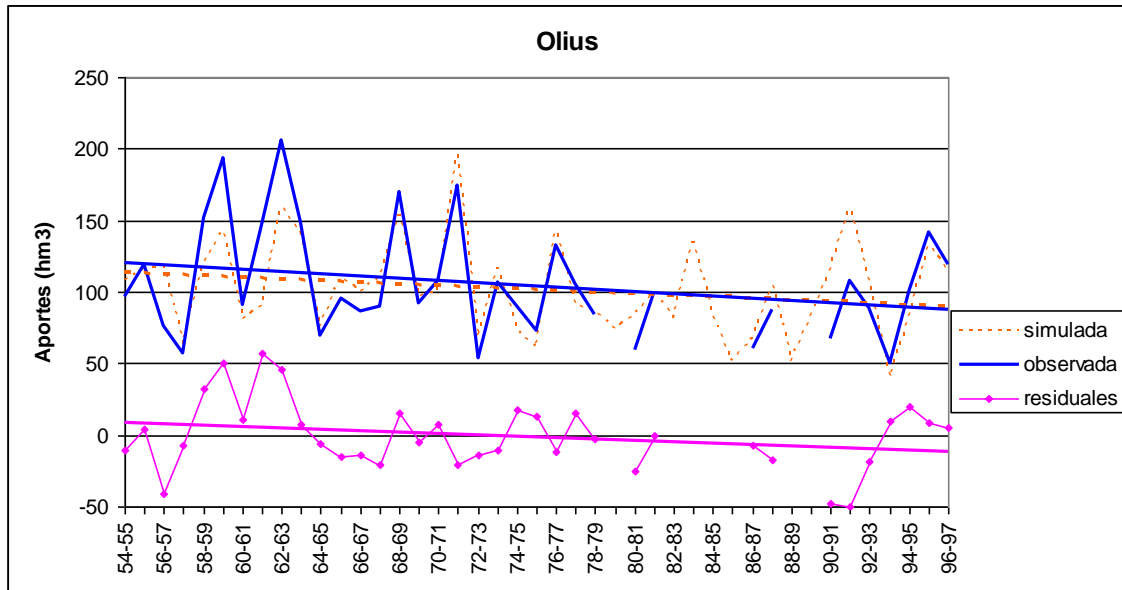


Figura 4. Series observada y simulada, con el modelo Sacramento de aportes anuales del río Cardener en Olius. (ACA, 2004). Se muestran también los residuales (observados - simulados).

La aplicación del modelo HYLUC a la alta cuenca del Cardener (Delgado et al., 2010) apunta que la forestación total de la cuenca representaría la reducción de los aportes en un 29%, afectando más intensamente los caudales bajos. Este resultado es coherente con los resultados obtenidos en cuencas experimentales en un área de clima mediterráneo de Australia (Silberstein et al. 2004).

Introducción geológica de los Pirineos Orientales.

Las líneas fundamentales de esta introducción han sido elaboradas a partir de los trabajos y síntesis geológicas realizados por el ECORS-Pyrenees Team (1988), Muñoz (1992), Guimerá y Serrat (1992), y Vergés y otros (1994, 1995), sobre los Pirineos Centrales y Orientales.

Los Pirineos, desde un punto de vista geográfico, constituyen una cadena de montañas de dirección general W-E, limitadas por la depresión de Aquitania al norte y la depresión del Ebro al sur, con una longitud de 425 km, que se corresponde con el istmo que separa la Península Ibérica del resto de Europa (figura 5^a). Desde un punto de vista geológico, los Pirineos han sido definidos como un cinturón orogénico asimétrico que supera los 1.100 km de longitud y está formado sobre una doble cuña continental que ha sido el resultado de la colisión y subducción parcial de la placa ibérica bajo la placa euroasiática en relación a la apertura del Océano Atlántico. La deformación del orógeno tuvo lugar entre el Cretácico superior y el Oligoceno-inicio del Mioceno. La parte meridional de los Pirineos está separada, de W a E en tres grandes regiones geológicas: los Pirineos occidentales (Vasco-Cantábricos), los Pirineos Centrales (desde la falla de Pamplona hasta la transversal del Segre) y los Pirineos Orientales entre el Segre y el Mediterráneo (figura 5b).

En el marco de los Pirineos Orientales y en un transecto N-S perpendicular a la cadena se distinguen las siguientes zonas: al norte, la cuenca de antepaís de Aquitania, en suelo francés y, al sur de ella, el sistema de cabalgamientos norpirenaico o unidad norpirenaica. Desde el centro de la cordillera y a partir del límite que supone la Falla Norpirenaica, se reconocen en la vertiente meridional las siguientes unidades: la Zona Zaxial de la cadena formada por un apilamiento antiformal de unidades rocosas de zócalo, el sistema de cabalgamientos surpirenaico, y la cuenca del Ebro como cuenca de antepaís al sur de la cordillera, en parte involucrada en el sistema de cabalgamientos. El sistema más importante de mantos de corrimiento del orógeno, al que corresponde el mayor acortamiento cortical, se desarrolla en la vertiente sur sobre la placa Ibérica subducida. Describiremos a continuación los elementos más significativos de las unidades que conforman la vertiente sur de los Pirineos Orientales en la vertical que recorren los ríos Cardener y Llobregat (Figura 5c).

El apilamiento antiformal de la Zona Axial

La Zona Axial del cinturón pirenaico está integrada por una acumulación de mantos de zócalo de la cordillera (apilamiento antiformal) con láminas de hasta 10 km de grosor de rocas del Cámbrico al Carbonífero, afectadas por un metamorfismo de bajo a alto grado durante la orogenia hercínica. Estas rocas fueron deformadas por las compresiones hercínicas en el Carbonífero superior y se vieron afectadas durante el Pérmico por intrusiones de cuerpos graníticos derivados de la corteza. El apilamiento antiformal está compuesto por tres unidades de mantos denominadas de abajo a arriba: Rialp, Orri y Nogueres. Las rocas posthercínicas están formadas por unidades de hasta 2,5 km de rocas sedimentarias continentales y rocas volcánicas comprendidas entre el Carbonífero superior y el Triásico inferior, dispuestas discordantemente sobre las rocas paleozoicas deformadas. La envolvente de estas rocas posthercínicas en el sistema de

cabalgamientos de vergencia sur indica que la deformación es de Cretácico final hasta el Oligoceno. La deformación generalizada de las unidades de basamento puede alcanzar el 50% del acortamiento alpino.

El Sistema de Cabalgamientos Surpirenaico (Unidad Surpirenaica Central)

El Sistema de Cabalgamientos Surpirenaico de los Pirineos Orientales (equivalente de la Unidad Surpirenaica Central al este del río Segre) está formado en la vertical de los ríos Cardener y Llobregat por un conjunto de tres mantos de cobertera: el manto del Pedraforca superior, el manto del Pedraforca inferior y el manto del Cadí. Cada manto muestra una serie estratigráfica diferente con las rocas más antiguas situadas hacia la parte interna de la estructura (norte) y el emplazamiento de los mantos sigue una secuencia de bloque inferior.

La primera lámina que se desplaza y cabalga a su unidad infrayacente es la del Pedraforca superior. De los tres mantos, es el de menor extensión superficial y comprende las estribaciones del Pedraforca (2.497 m s.n.m.), Clotarons y Serra Negra. Está constituida principalmente por Cretácico inferior y procede de la inversión de la primitiva cuenca extensional cretácica. La base del cabalgamiento buza suavemente hacia el sur, cerca de Saldes, debido a la inclinación final creada por el emplazamiento de los mantos. El manto superior del Pedraforca tiene continuidad cartográfica hacia el este con el manto de Bóixols situado al otro lado del río Segre. Su emplazamiento se produciría a finales del Cretácico superior (Maastrichtiense)-Paleoceno.

El siguiente conjunto tectónico aflorante es el manto del Pedraforca inferior compuesto por rocas del Cretácico superior a Eoceno inferior, que han sido deformadas por un conjunto de cabalgamientos imbricados a partir del horizonte salino del Triásico superior (Keuper). Este nivel actúa como nivel de despegue generalizado en la cordillera pirenaica entre las rocas del zócalo y las de la cobertera. Las características estratigráficas de las unidades implicadas indican que las láminas situadas en el norte del manto del Pedraforca inferior tienen continuidad cartográfica con el manto del Montsec al otro lado del Segre. De forma similar, las láminas meridionales de la misma estructura se correlacionan con el complejo manto de las Sierras Marginales, también al oeste del Segre. El conjunto de mantos del Pedraforca se ha desplazado cerca de 50 Km hacia el sur si se considera el propio movimiento con el de los mantos que lo soportan. El emplazamiento de las láminas del Pedraforca inferior tendría lugar en el Cuisiense-Luteciense (Eoceno inferior-medio). Los importantes conjuntos de las sierras del Verd, Rasos de Peguera, Ensija y Catllaràs están modelados sobre los materiales del manto del Pedraforca inferior.

El manto del Cadí se extiende en la vertiente sur de los Pirineos entre el Segre y el Mediterráneo y consiste en un conjunto de unos 2,5 km de grosor integrado en su base por una secuencia Estefano-Permiana y de Triásico inferior continental, discordante sobre las rocas del basamento paleozoico (Tossa d'Alp, Penyes Altes del Moixeró). Sobre los materiales anteriores se dispone una delgada serie mesozoica rematada por un Paleoceno sinorogénico (esta serie es inexistente en la parte central del manto entre el valle del Llobregat y La Garrotxa donde el Paleoceno se extiende directamente sobre los materiales del zócalo hercínico) y finalmente una potente sedimentación eocena, de más de 3.000 m, que se instala en una estrecha cuenca denominada Sinclinal o Cuenca de

Ripoll, la cual se dispone en orientación paralela al frente de cabalgamiento. Posteriormente, la secuencia de la cuenca de Ripoll es incorporada al edificio de cabalgamientos como una cuenca de piggy-back. La cuenca de Ripoll comprende sedimentos entre el Eoceno inferior y medio y está compuesto por cinco formaciones que corresponden a secuencias deposicionales: Cadí (carbonatos de plataforma), Coronas (depósitos deltaicos), Armàncies (depósitos de talud), Campdevàrol (turbiditas) y Beuda-Vallfogona (evaporitas). El manto del Cadí está limitado al sur por el cabalgamiento de Vallfogona, el cual representa el cabalgamiento basal del sistema de cabalgamientos de los Pirineos Orientales. Se calcula que el manto del Cadí presenta un desplazamiento de unos 15 km hacia el sur y el emplazamiento se produjo entre el Eoceno medio y el Oligoceno. La destacada Sierra del Port del Comte y sus estribaciones (Sierra de Odèn, Cambrils) se estructuran sobre los materiales del manto del Cadí en su afloramiento más occidental.

La cuenca de antepaís del Ebro

La estratigrafía de la cuenca del Ebro comprende en su base los niveles rojos eocenos, los carbonatos de plataforma del Eoceno inferior y medio, las evaporitas de Beuda del Eoceno medio sobre las que se ha depositado una potente sucesión del Eoceno medio y superior de margas (margas de Igualada) correspondientes a partes distales de conos aluviales y deltas situados a los pies de los frentes de cabalgamiento de los Pirineos y de la Cordillera Costero Catalana. El cambio de mar abierto a una deposición marcadamente continental y de condiciones confinadas a la cuenca del Ebro (endorreica) se produce tras la deposición de la formación Sales de Cardona durante el Priaboniense. Los sedimentos continentales más jóvenes de la zona este de la cuenca del Ebro son del Oligoceno basal correspondientes a la Formación de molasas de Berga, que responderían al emplazamiento de la lámina del Cadí y a la formación del apilamiento antiformal de la Zona Axial. Los conglomerados de Berga ocupan una franja de afloramiento de entre 5 i 8 km de anchura entre el Segre y el Llobregat. Estos sedimentos de carácter eminentemente detrítico corresponden a conglomerados de origen aluvial en el borde de cuenca, los cuales se van sucediendo por areniscas y lutitas en las zonas distales (Fm. Solsona y Suria) de la cuenca y en ocasiones por sedimentos lacustres mostrando el claro contexto endorreico de ésta deposición durante el Oligoceno y Mioceno. Las secuencias deposicionales detríticas sinorogénicas y postorogénicas del borde de cuenca constituyen los Sistemas Aluviales inferior, medio (Eoceno superior) y superior de Berga (Oligoceno), que corresponden a tres etapas de progradación, ajustadas a los movimientos del cabalgamiento del manto del Cadí. En el curso alto del Cardener, cerca de Sant Llorenç de Morunys, los conglomerados de la formación de Berga están afectados por discordancias internas progresivas i angulares muy espectaculares (Riba, 1973), que demuestran el carácter tectónico simultáneo a la sedimentación de los materiales.

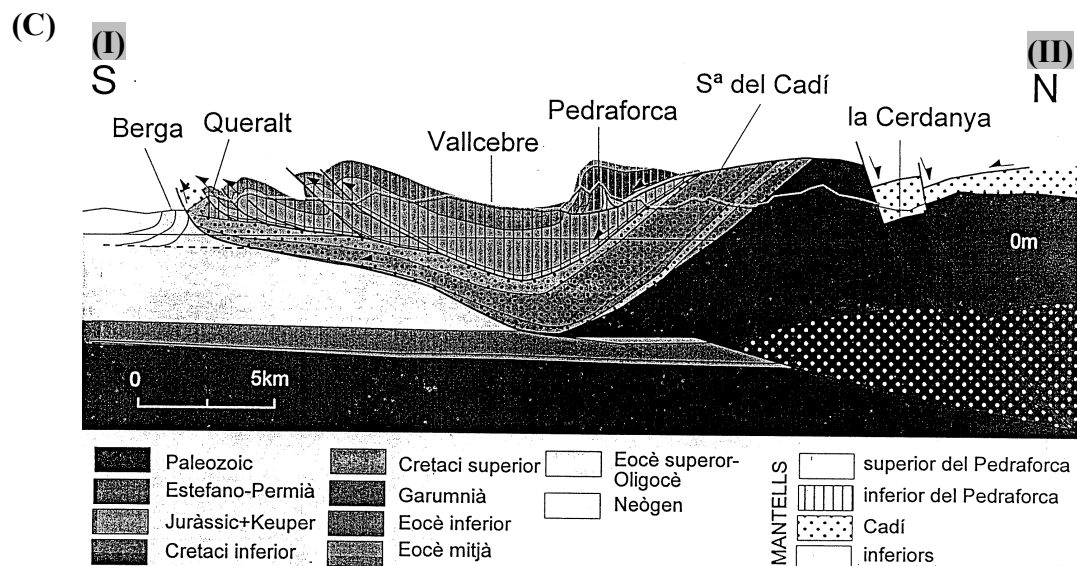
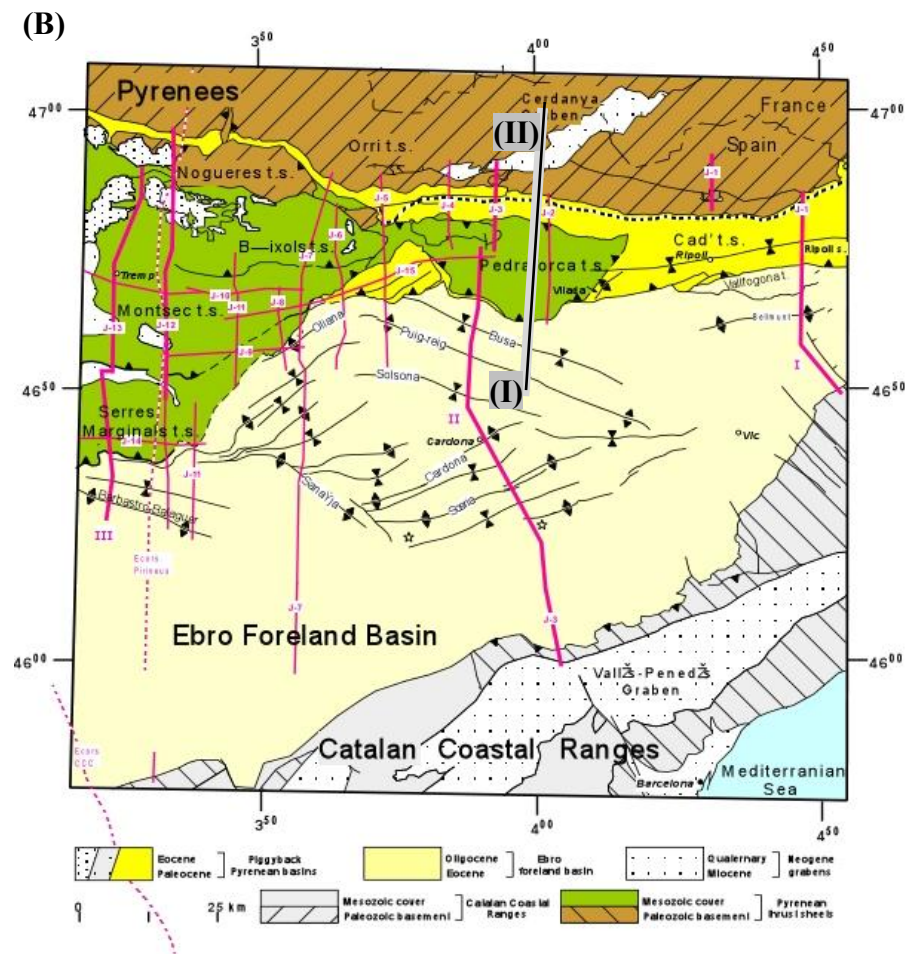
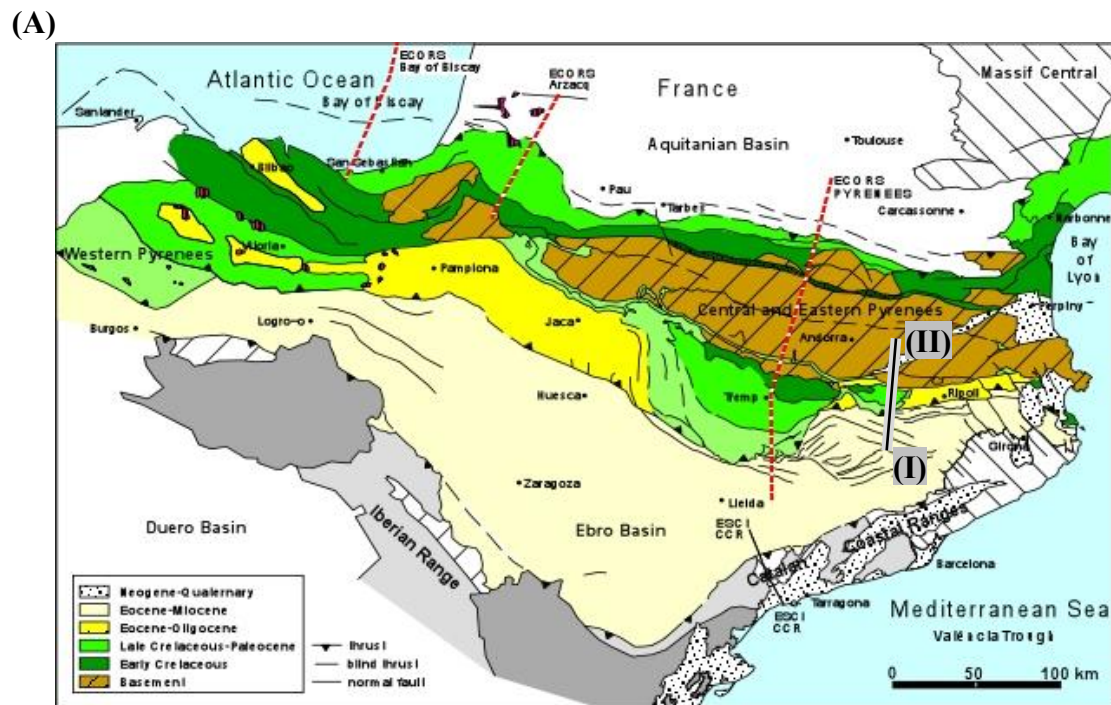


Figura 5. (A) Esquema estructural de la part NE de la Península Ibèrica. (B) Mapa estructural del Pirineo Oriental i Central. (C) Corte geològic transversal (I-II) per la vertient meridional de los Pirineos a la altura del riu Cardener y Llobregat que muestra la disposició estructural de los mantos del Pedraforca superior e inferior y del manto del Cadí. Fuente: Vergés, J. (1993).

Evolución geomorfológica de los valles altos del Cardener y Ribera Salada

La estructura geológica subyace en la base de la interpretación de los relieves de esta zona de montaña. Se trata de relieves estructurales acomodados a las grandes estructuras de deformación de esta región prepirenaica, con formas muy bien modeladas cuando las coherencias de los materiales de las alternancias litológicas favorecen la erosión diferencial. Pueden observarse formas del relieve jurasico en las zonas poco plegadas, como los sinclinales colgados de Port del Comte, la Sierra de Querol o la Sierra de Campelles. También sobre los conglomerados oligocenos aparecen excelentes ejemplos de morfologías basadas en la disposición estructural y la erosión diferencial como el relieve tabular de la Mola del Lord o la morfología en silla de montar apreciable en la culminación de la Sierra de Busa, sobre un sinclinal muy laxo de los conglomerados.

La red de drenaje principal recorre la vertiente en dirección norte-sur, mientras que las redes secundarias se han instalado subsecuentes a las principales estructuras tectónicas: pliegues y escarpes de los mantos de cabalgamiento. El fuerte descenso del nivel de base general que supuso la crisis messiniana (Mioceno terminal) y la consiguiente apertura de la cuenca del Ebro al Mediterráneo desencadenaron una marcada fase de denudación y excavación de estos relieves que continua en nuestros días, durante la cual se han abierto y encajado los congostos de paso de los torrentes y ríos (Fred, Canalda, Odèn, alto Cardener).

En los márgenes de la cuenca del Ebro la deposición de enormes cantidades de conglomerados sinorogénicos que fosilizan los frentes de cabalgamiento ha producido como resultado la preservación de imponentes relieves adosados a los bordes de la cuenca. Es el caso de los relieves adosados al pie de Port del Comte o de la Serra del Verd. Un fuerte diaclasado atraviesa estos materiales y es el responsable de la vía de penetración de procesos de alteración y cierta carstificación, puesto que estos conglomerados albergan algunos de los sistemas verticales más importantes de Catalunya (Sima Montserrat Ubach, con más de 300 m de desnivel).

Las evidencias geomorfológicas del clima del Pleistoceno son más bien reducidas en esta zona. En las zonas sumitales se pueden reconocer pequeños conjuntos de formas de origen glacial. Asimismo, el estudio de algunos depósitos sugiere el destacado papel de las acciones glaciales en la zona, aun cuando no han producido un relieve claramente diferenciado y característico como en otras partes de los Pirineos, a causa de la ausencia de substratos cristalinos y de los fuertes controles estructurales (Clotet et al., 1984). Sobre algunas vertientes destacan potentes depósitos cuaternarios poco estudiados, que incluyen grandes bloques inmersos en una matriz fina. Podrían estar relacionados muy probablemente con movimientos de masa pleistocenos o recientes, aunque otros depósitos de vertiente tendrían un origen glacial. Sin embargo los depósitos más característicos se encuentran al pie de las vertientes encaradas al sur. Se trata de mantos de derrubios estratificados u ordenados de vertiente (*grèzes litées*) originados por la actividad periglacial al pie de los escarpes calizos y de conglomerados. Dichas formaciones son muy abundantes en todo el alto valle del Cardener, valle del Aigua de Valls y en la vertiente sur de la sierra del Port del Comte y Sierra de Odèn (Solé Sugrañes, 1973).

Detalle de la ruta

El recorrido se inicia en la parte norte de la ciudad de Solsona (668 m s.n.m) desde donde se toman los accesos a la carretera que se dirige a Sant Llorenç de Morunys por el valle del Cardener y el embalse de la Llosa del Cavall (**parada 1**) al cual se llega después de 14 km. Desde el embalse se continúa la carretera LV-4241a hasta la población de Sant Llorenç de Morunys (912 m s.n.m), a partir de la cual se encara el valle alto Cardener por la carretera LV-4012 pasando por las poblaciones de La Pedra (910 m s.n.m) y La Coma (1.020 m s.n.m). Justo en la vertiente opuesta de esta última localidad se encuentra el espectacular deslizamiento acontecido en 1982 (**parada 2**). La visita continua recorriendo muy poca distancia, unos 1,3 km, hasta el acceso no rodado al manantial de Les Fonts del Cardener (**parada 3**) a 1.035 m s.n.m.

Desde les Fonts del Cardener se remonta el valle superior del mismo nombre mediante una escarpada carretera que permite una vista lateral de la zona deslizamiento de la Coma. En la parte alta, y antes del collado (1.425 m s.n.m.), se accede a un desvío desde el cual parte una carretera que da acceso a las pistas de esquí (1.700 m) y a la urbanización del Port del Comte situada a unos 1.600 m s.n.m. Desde aquí y tras atravesar el complejo se desciende al Coll de Jou (1.462 m s.n.m.) entre los valles del Segre y Llobregat, y se accede al cercano mirador panorámico de la Creu del Codó (1.528 m s.n.m.). Debe antes recorrerse a pie un camino de unos 600 m de longitud y cierto desnivel que conduce hasta el punto de observación privilegiada (**parada 4**).

Retornando a Coll de Jou se toma la carretera L-401 (Coll de Jou al valle del Segre en el Pont d'Espies, C-14) y se recorren unos 20 km hacia el oeste para llegar a la masía de Cal Sala, donde se encuentra la surgencia del mismo nombre y próxima a ella también la surgencia de Sant Quintí (**parada 5**). Desde Cal Sala y siguiendo unos 1,5 km la L-401, se encuentra la fuente salada del Salí de Cambrils (1.035 m s.n.m.), situada junto a la pequeña localidad del mismo topónimo (**parada 6**).

Desde Cambrils (1.078 m s.n.m) se toma la carretera que se dirige hacia el sur por el collado de Serra Seca (1.234 m s.n.m) y discurre por el Hostral de Roquer y Engrill hasta llegar al Molí del Querol (525 m s.n.m) en el curso inferior de la Ribera Salada. En este punto se accede a la carretera comarcal C-26 y deben recorrerse 2 km hacia el oeste, para alcanzar en el km 89 la gravera de Ceuró (480 m s.n.m) y las terrazas del río Ribera Salada (**parada 7**). Desde Ceuró de regreso a Solsona hay 15,5 km.

La tabla 2 indica ordenadamente las paradas y las distancias recorridas en el desarrollo de la visita. La figura 6 muestra el recorrido total de la ruta con salida y llegada a Solsona, que alcanza los 102,3 km, con un desnivel máximo de poco más de 1.200 m. En el esquema se muestra la situación de todas las paradas previstas en relación a la red de drenaje principal.

Paradas y objetivos divulgativos:

Parada 1. Presa y Embalse de la Llosa del Cavall. Morfología hidrográfica y características hidrológicas de la cuenca del río Cardener. Aprovechamiento de los recursos hídricos y evolución de las aportaciones. Problemática ambiental

Parada 2. Deslizamiento de la Coma. Descripción de un movimiento de masa rápido y complejo de grandes proporciones, desencadenado durante las lluvias de noviembre de 1982.

Parada 3. Surgencias de les Fonts del Cardener. Importante manantial que drena el sector oriental del sistema càrstico del Port del Comte. Descripción del funcionamiento del sistema y relaciones con la estación de esquí de Port del Comte

Parada 4. Mirador de la Creu del Codó. Excepcional panorámica para contemplar en primer plano el contexto geológico de la zona de contacto entre el manto del Cadí y el borde plegado de la cuenca del Ebro. La extensa visión del horizonte permite vislumbrar los límites meridional y oriental de la Depresión Central Catalana, en las montañas de Montserrat y del Montsant, y relieves propios de la Cordillera Prelitoral catalana como el Montseny o la sierra de Prades.

Parada 5. Surgencias de Can Sala y Sant Quintí. Manantiales más relevantes que representan las salidas hidrogeológicas del sector oeste del sistema càrstico del Port del Comte

Parada 6. La surgencia salada del Salí de Cambrils. Manantial sobre las evaporitas del Triásico superior (Keuper) y aprovechamiento tradicional de la sal precipitada

Parada 7. Dinámica del transporte de sedimentos en un río mediterráneo de montaña: el río Ribera Salada. La Gravera de Ceuró. Extracciones de gravas y arenas en el lecho del río. Ritmos extractivos y modificaciones geomorfológicas del lecho fluvial

Tabla 2. Presentación de las paradas de la visita con indicación de la altitud del punto, distancia parcial y total recorridas y desnivel parcial entre paradas.

Parada	Punto de visita y altitud (m s.n.m.)	Distancia parcial (km)	Distancia acumulada (km)	Desnivel parcial (m)
1	Embalse de la Llosa del Cavall (808)	14,2	14,2	+140
2	Deslizamiento de La Coma (1.020)	15,4	29,6	+212
3	Surgencia de Les Fonts del Cardener (1.035)	1,3	30,9	+15
4	Mirador de La Creu del Codó (1.528)	16,9	47,8	+493
5	Surgencia de Cal Sala (1.065) y Sant Quintín (940)	20,6	68,4	-463
6	Salí de Cambrils (1.035)	1,5	69,9	-30
7	Ribera Salada y Gravera de Ceuró (480)	16,9	86,8	-555
	Regreso a Solsona (668)	15,5	102,3	+188

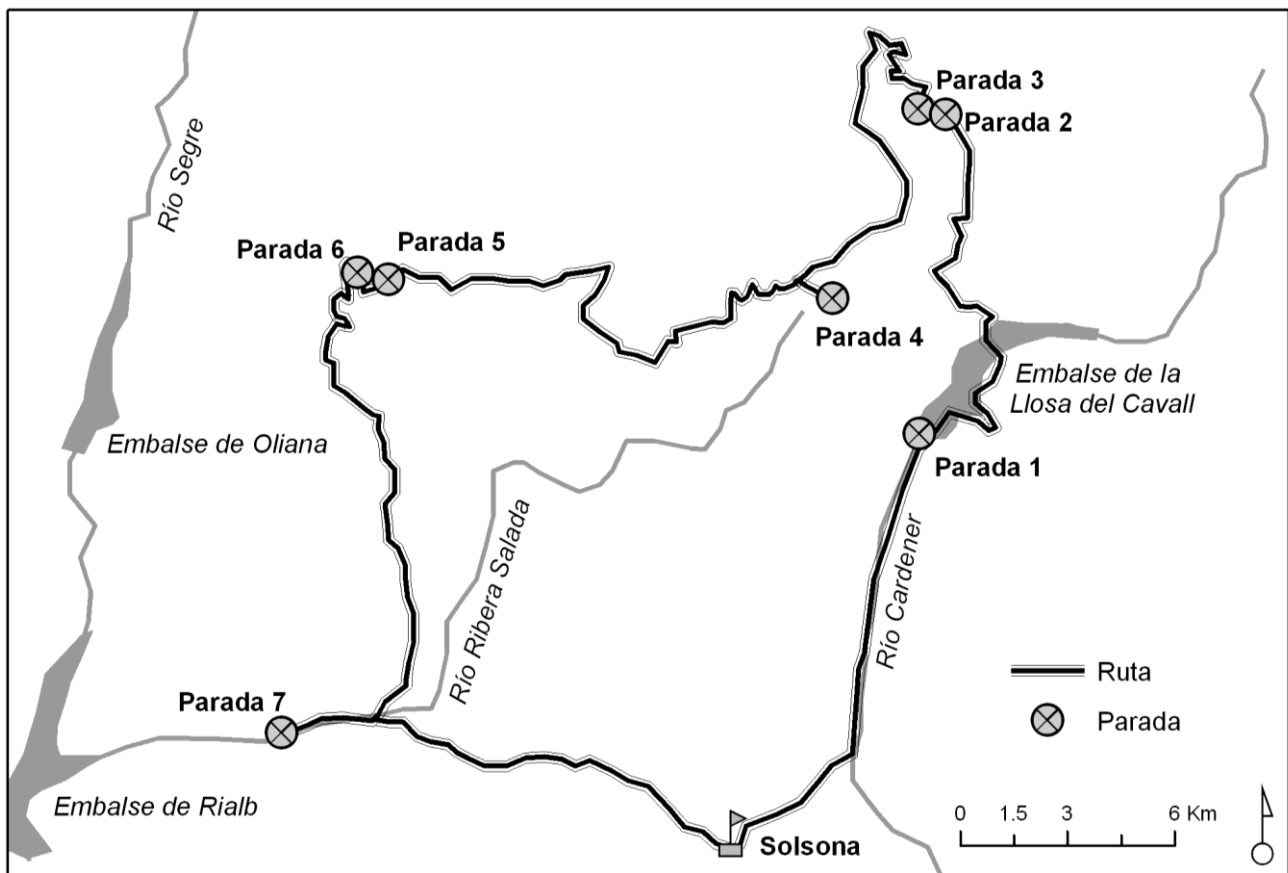


Figura 6. Mapa de la zona de los valles de los ríos Cardener y Ribera Salada y de la Sierra del Port del Comte, con indicación del recorrido de la visita y la situación de las paradas comentadas en esta guía.

PARADA 1. PRESA Y EMBALSE DE LA LLOSA DEL CAVALL (808 m s.n.m.)

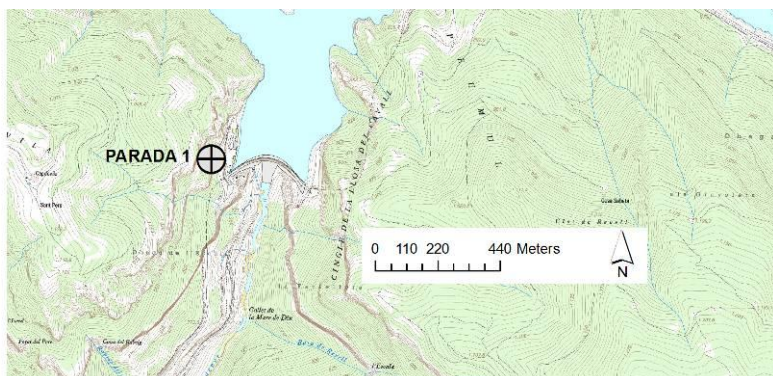
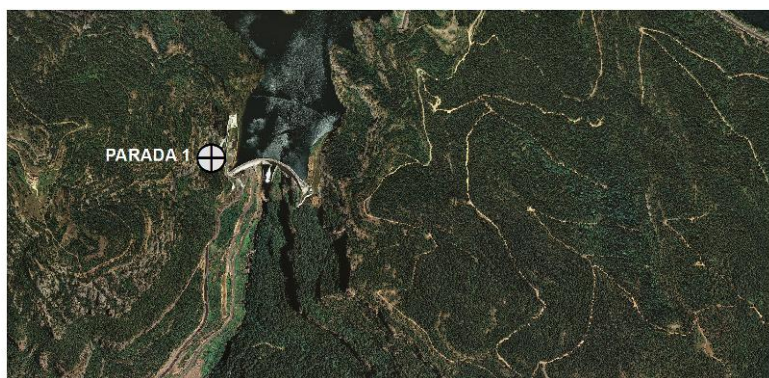


Figura 7. Mapa topográfico 1:10.000 (arriba) y Ortofotomapa 1:2500 (abajo) ubicando la localización de la parada 1. Fuente: Institut Cartogràfic de Catalunya



Recorridos unos 14 km desde Solsona por la carretera que se dirige a Sant Llorenç de Morunys, se vislumbra la presa y el embalse de la Llosa del Cavall (figura 7). Antes de llegar a ella, la carretera atraviesa las unidades de conglomerados del Sistema Aluvial Medio de Berga, inicialmente subhorizontales, pero a medida que la ruta se adentra hacia el norte la disposición de la estratificación toma inclinación hasta atravesarse un anticlinal en estos materiales.

Las 300 hectáreas de superficie embalsada por la Llosa del Cavall afectan terrenos de los términos municipales de Navès y Guixers, y muy poco del de Sant Llorenç de Morunys. Las aguas del embalse de la Llosa del Cavall (figura 8) recubren el fondo del valle del Cardener en el tramo conocido como la Vall de Lord, donde el valle está excavado en los conglomerados del Sistema Aluvial superior de Berga (Oligoceno) prácticamente en disposición horizontal. Sin embargo, en la parte septentrional del embalse afloran los conglomerados, areniscas y lutitas del Sistema aluvial inferior y medio de Berga (Eoceno terminal). Estos materiales se encuentran fuertemente plegados alcanzando la verticalidad. En el extremo norte del embalse las aguas acceden casi al pie de la población de Sant Llorenç de Morunys, muy cerca del contacto de las formaciones detríticas de la cuenca de antepaís con el cabalgamiento basal del manto del Cadí, representado aquí por la imponente Sierra del Verd, cuyas cimas corresponden a masas rocosas del manto inferior del Pedraforca.



Figura 8. Vista del embalse de la Llosa del Cavall hacia el norte (aguas arriba) durante el verano de 2010 en que, a pesar del estiaje, las aguas alcanzaban el nivel máximo de embalse. Las aguas reflejan las potentes secuencias de conglomerados oligocenos, subhorizontales aquí, sobre las que se erige la Mola del Santuario de Lord (1.180 m s.n.m.), situada a la izquierda de la imagen. En el fondo del valle asoman los relieves de la Sierra del Verd esculpida sobre los materiales del manto del Cadí y Pedraforca inferior.

La presa de hormigón, de arco de doble vuelta, tiene 122 m de altura de coronación y una longitud de 326 m. Se levanta en el lugar conocido como la Llosa del Cavall (Navès) y fue acabada de construir en el año 1997. Dicha presa cierra una cuenca formada por los ríos Cardener y Aigua de Valls que tiene una superficie de unos 200 km². La capacidad del embalse es de 79,4 hm³ y el agua se destina básicamente al uso de boca de la ciudad de Barcelona. El conjunto de los embalses del río Cardener (La Llosa del Cavall y Sant Ponç) suman unos 100 hm³, insuficientes para abastecer las necesidades anuales de la ciudad condal (250 hm³). En el interior de la presa se disponen de la infraestructura necesaria para instalar una central hidroeléctrica pero dicha instalación no ha sido utilizada hasta el momento.

PARADA 2. DESLIZAMIENTO DE LA COMA (1.020 m s.n.m)

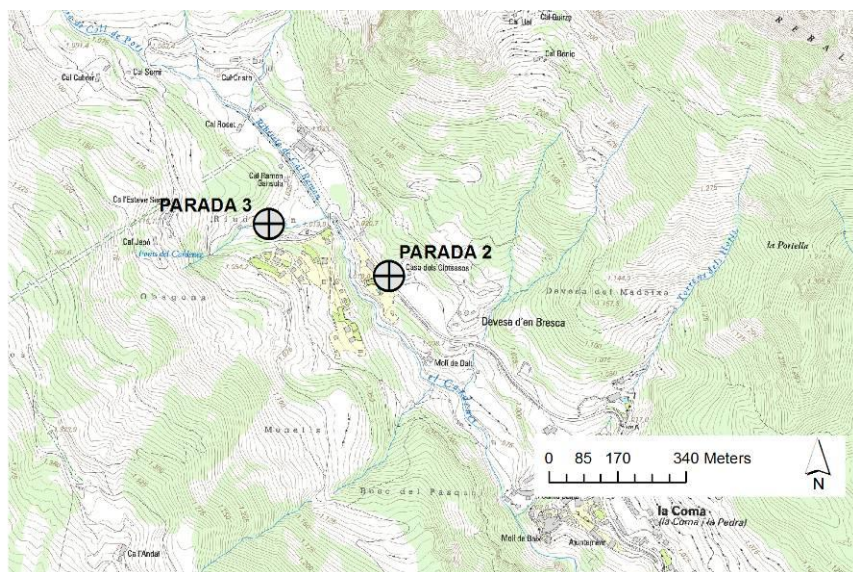
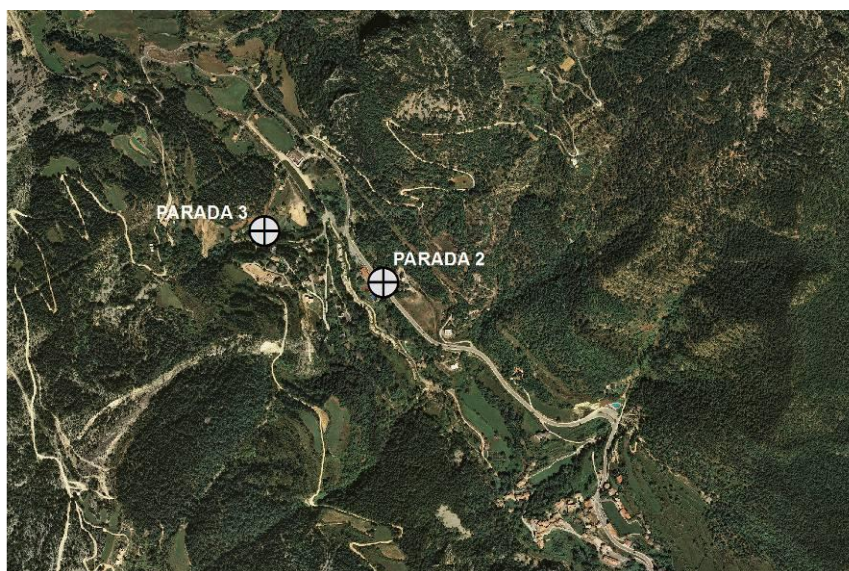


Figura 9. Mapa topográfico 1:10.000 (arriba) y Ortofotomapa 1:2500 (abajo) ubicando la localización de las paradas 2 y 3. Fuente: Institut Cartogràfic de Catalunya



Durante los días 6, 7 y 8 de Noviembre de 1982 se produjo un período extraordinario de precipitación en el NE de la Península, en forma de precipitación continuada de mediana intensidad horaria. La precipitación medida en el pluviómetro más cercano fué de 250 mm para todo el evento. El día 8 hacia la 1 de la madrugada, un flujo de derrubios de elevada liquidez alcanzó los jardines de las casas de una pequeña zona urbanizada situada en la vertiente opuesta a la población de La Coma (figuras 9 y 10), depositando una acumulación de 1 m de grosor, pero produciendo escasos daños.

Por la mañana, los vecinos observaron el avance lento de una lengua de flujo de tierra que se detuvo finalmente cerca de las casas después de destruir una pista y varios depósitos de agua (figuras 11 y 12).



Figura 10. Vista general de la vertiente oeste frente a la población de La Coma con el deslizamiento de noviembre de 1982 en el centro de la imagen. En la parte superior afloran las calizas masivas del Eoceno inferior (Cuisiense) que forman el escarpe donde se observa la cicatriz del movimiento. Al pie del escarpe se puede observar una formación superficial formada por conos de derrubios periglaciares. Por debajo de las calizas aparecen las arcillas del Eoceno inferior (Ilerdiense). Fotografía: F. Gallart.



Figura 11: Depósito dejado por el flujo de derrubios el día 8-9-82 en la madrugada; obsérvense las salpicaduras en la fachada de la casa afectada. Fotografía F. Gallart.



Figura 12. Vista general del deslizamiento de La Coma, tomada un mes después del suceso, donde pueden observarse las tres grandes unidades que lo constituyen. En la parte superior la cicatriz y el gran deslizamiento rotacional en paquetes que afecta a la formación superficial y a las arcillas del Eoceno inferior (Ilerdiense). La parte central formada por una estrecha faja de terreno por donde han circulado los materiales deslizados (muy heterométricos), creándose unos marcados levées laterales de materiales finos. En la parte inferior se desparrama el lóbulo frontal del deslizamiento justo hasta las casas situadas en la parte basal de la fotografía. Fotografía F. Gallart.

Las observaciones realizadas posteriormente mostraron que el movimiento principal fué un deslizamiento planar de margas marinas del Eoceno inferior sobre una capa de areniscas con una inclinación de 27° . Presumiblemente, el primer flujo de derrubios fué

liberado en el momento de la ruptura, mientras que el grueso de la masa deslizada fluyó posteriormente lentamente en forma de lengua. El flujo de derrubios se desplazó desde la cicatriz situada a 1.325 m s.n.m. (figura 13) hasta la casa de La Coma más elevada, situada a 1.035 m s.n.m. La parte central de la lengua tenía unos 40 m de anchura y mostraba crestas transversales con los extremos curvados hacia arriba, evidenciando la existencia de superficies internas de cizalla. Los márgenes del sector central tenían diques laterales de materiales más arcillosos que la masa principal de la lengua. (Clotet y Gallart, 1984b).

Las formas de los alrededores de este movimiento muestran que esta zona ha sufrido movimientos de masa de diversos tipos en el pasado (figura 14). Sin embargo, estas formas no son frescas, sugiriendo que su período de retorno es relativamente largo (varios siglos)

El deslizamiento de La Coma es uno de los numerosos movimientos en masa que se produjeron en el área del Prepirineo Catalán durante estas lluvias extraordinarias. Un inventario de los movimientos ocurridos en las cabeceras del Llobregat y Cardener mostró que todos los grandes deslizamientos profundos se produjeron en áreas con indicios claros de movimientos precedentes, mientras que los deslizamientos superficiales estaban claramente relacionados con la distribución espacial de la precipitación total del evento (Gallart y Clotet, 1988; Gallart, 1995).



Figura 13. Cicatriz en la cabecera del movimiento a 1.325 m s.n.m. con restos de nieve en una imagen tomada aproximadamente un mes después del suceso. En la imagen se observan los planos de ruptura nítida de los materiales deslizados justo por detrás de los compañeros Núria Clotet Perarnau y Juli Vallory. Fotografía F. Gallart.

-91-

Fig. 4.7. ESQUEMA GEOMORFOLÒGIC DE LA COMA

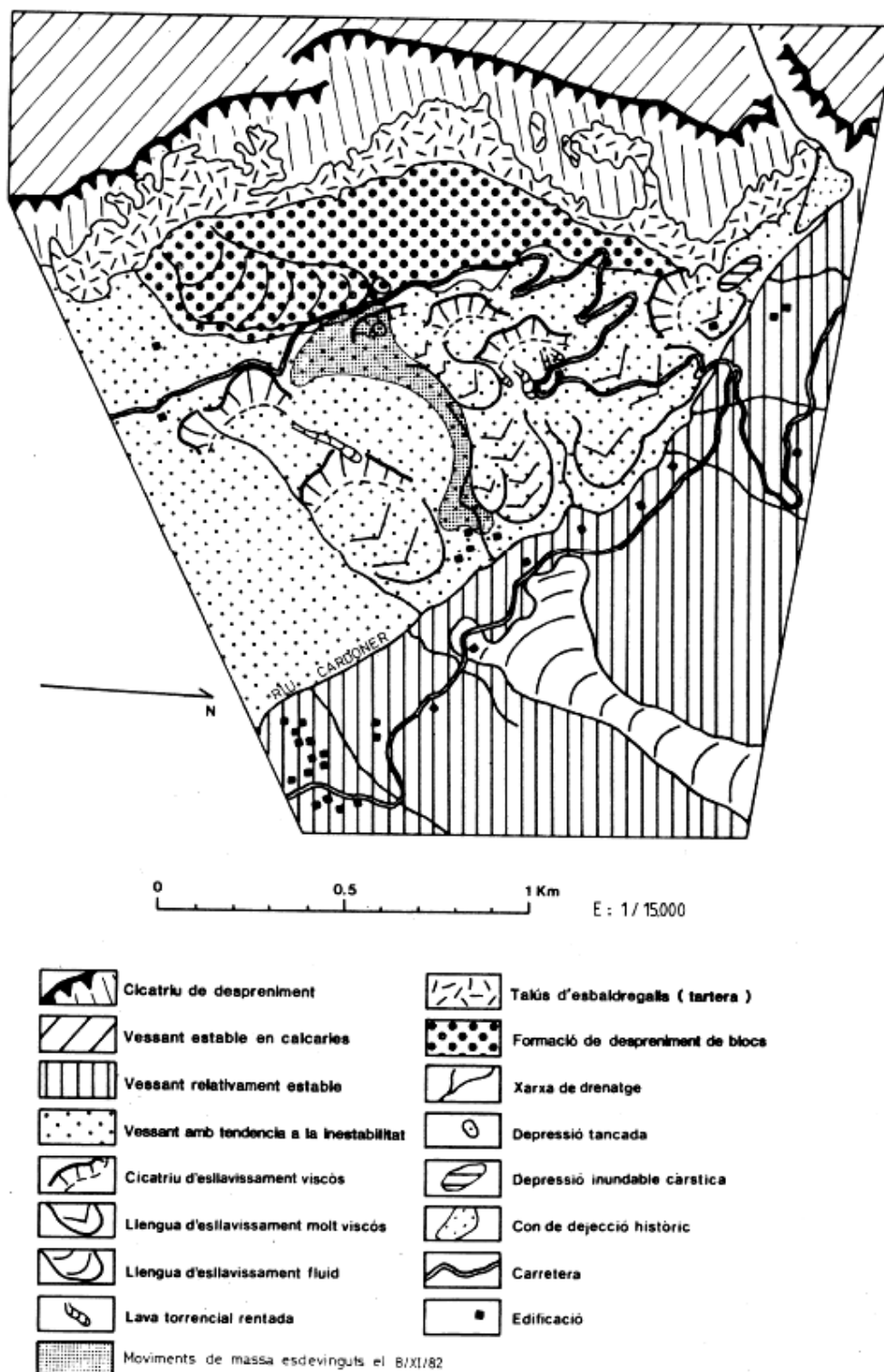


Figura 14. Mapa geomorfológico de la vertiente oeste de La Coma donde se aprecia la relación de este deslizamiento con otros movimientos de masa que afectan la vertiente (Clotet y Gallart, 1984a).

PARADA 3. SURGENCIAS DE LES FONTS DEL CARDENER (1.035 m s.n.m.) (SUBUNIDAD HIDROGEOLÓGICA DE LA BÒFIA)

Les Fonts del Cardener situadas a 1.035 m s.n.m. (figura 15) drenan un acuífero formado por las sierras de la Bofia, el Querol y parte del Port del Comte, que formarían la subunidad hidrogeológica de la Bòfia, como sector oriental de la gran unidad de Port del Comte. La estructura geológica esta formada básicamente por una sinclinal de dirección NE-SW, con el eje inclinado hacia el NE y que afecta la secuencia importante de calizas eocenas del Port del Comte, en el lado sur-oeste del manto del Cadi. El límite septentrional del acuífero lo constituye la unidad de Odèn; las margas de la Formación Tremp constituyen los límites meridional y occidental; y el límite oriental es una fractura inversa por la que afloran las arcillas del Triásico superior. La superficie de absorción del acuífero que drena en Les Fonts del Cardener se estima en 28,6 km², con un caudal medio de 0,35 m³s⁻¹ (que representa 11,1 hm³año⁻¹), y una oscilación entre un máximo de 0,57 m³s⁻¹, en mayo tras el deshielo (figura 16), y un mínimo de 0,2 m³s⁻¹, en el estiaje de agosto (figura 17) (Núñez y Gil, 2003). La recarga del acuífero proviene de la percolación del agua de lluvia infiltrada en los afloramientos carbonatados y de la fusión de la nieve en las partes más altas. La zona de recarga de Les Fonts del Cardener estaría situada a unos 1.800 m de altitud media, de acuerdo con los datos de O¹⁸ y deuterio. Se observa que el sistema presenta una infiltración rápida (percolación) a zonas donde no actúa la evaporación como demuestran los análisis isotópicos.



Figura 15. Vista de la surgencia principal del conjunto (a 1.035 m s.n.m.) de Les Fonts del Cardener que constituye el punto de nacimiento geográfico del mismo río.

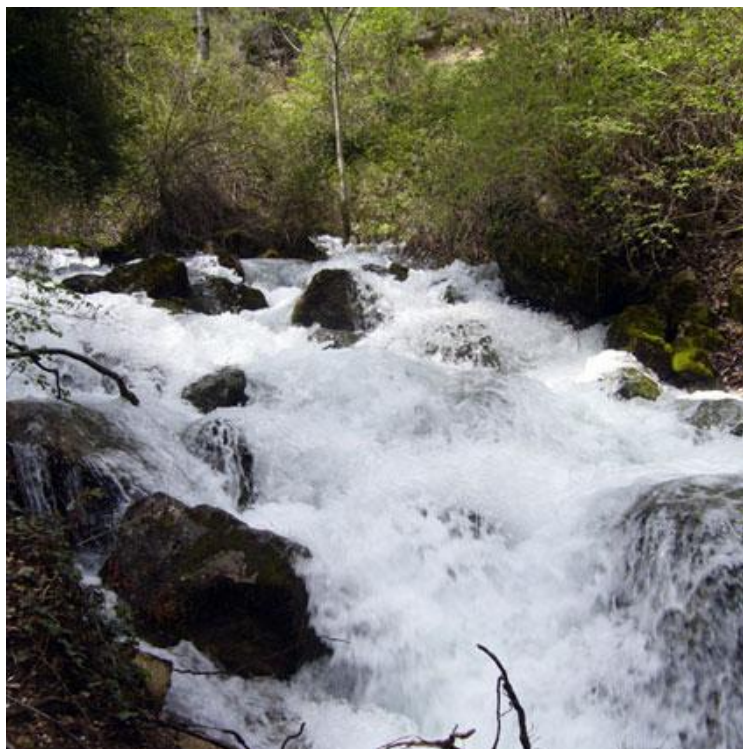


Figura 16. Surgencias altas de Les Fonts del Cardener durante un episodio de crecida hidrogeológica con un caudal que podría superar los 2 m³/s. Fotografía: Ajuntament de La Coma i La Pedra.

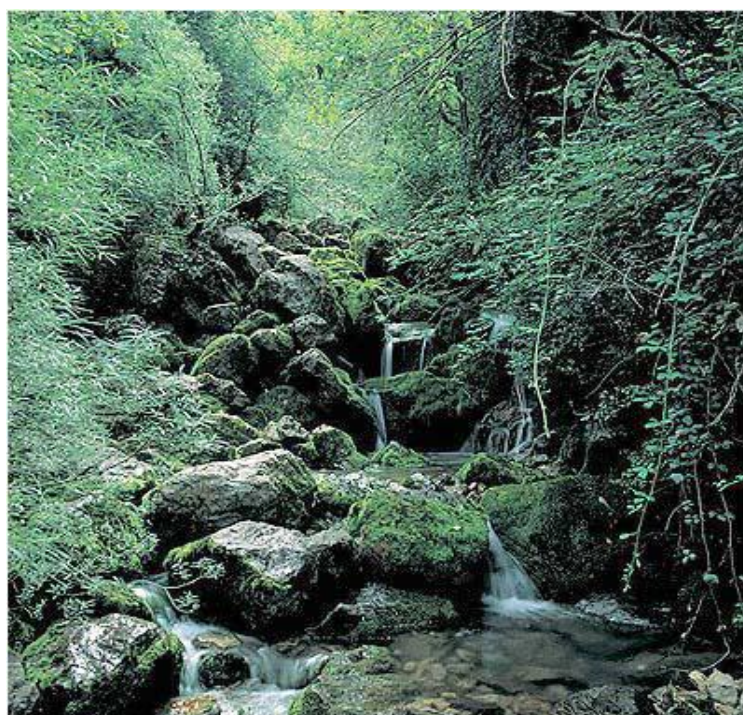


Figura 17. Surgencias altas de Les Fonts del Cardener con el caudal correspondiente a un periodo de prolongada sequía cuando no se alcanzan los 0,05 m³/s. Fotografía: Ajuntament de La Coma i La Pedra.

En la zona de absorción de las calizas eocenas se ha desarrollado un destacado exocarst en el que destacan los colectores y las dolinas de la Bofia a 2.100-2.200 m s.n.m sobre las calizas del Cuisiense (estación de esquí de Port del Comte).

PARADA 4. MIRADOR DE LA CREU DEL CODÓ (1.528 m s.n.m.)

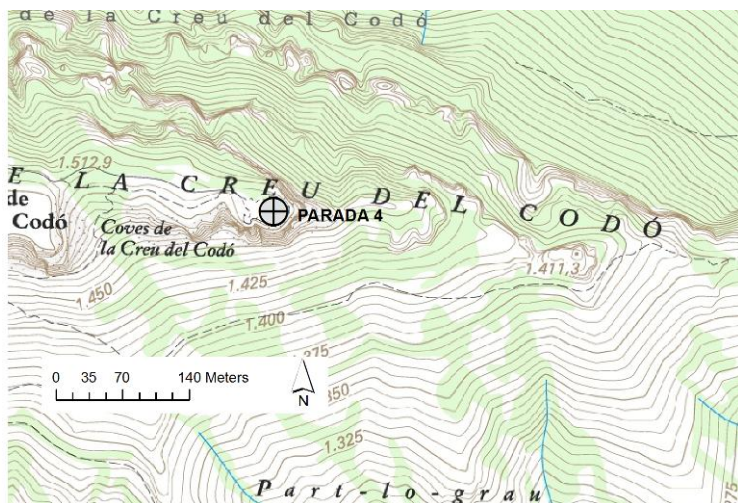
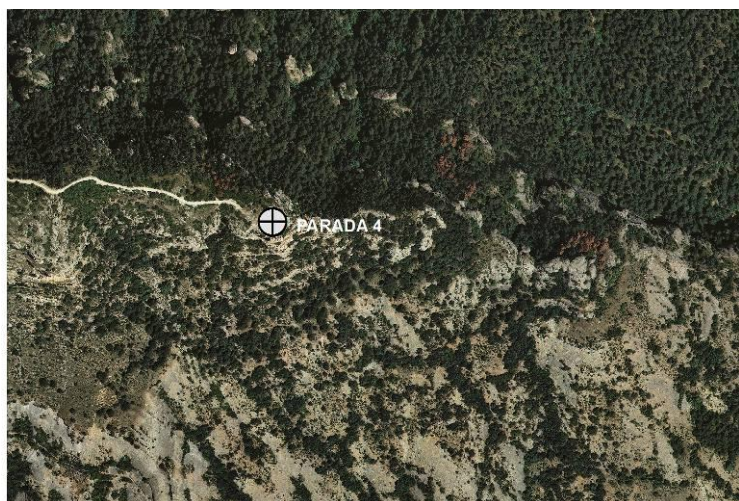


Figura 18. Mapa topográfico 1:10.000 (arriba) y Ortofotomapa 1:2500 (abajo) ubicando la localización de la parada 4. Fuente: Institut Cartogràfic de Catalunya



Desde les Fonts del Cardener se remonta el valle superior del mismo nombre y se accede a un collado desde el cual parte una carretera que da acceso a las pistas de esquí y a la urbanización del Port del Comte situadas a unos 1.700 m. Desde aquí se desciende al Coll de Jou (1.462 m s.n.m.), destacado collado que separa los valles del Segre de los del Llobregat, y desde allí se accede al mirador panorámico de la Creu del Codó situado a 1.528 m s.n.m. (figura 18), tras dejar el vehículo y recorrer a pie un camino de unos 600 m de longitud y cierto desnivel (unos 20 minutos).

El objetivo de esta parada es el de ofrecer una extraordinaria vista general panorámica de esta parte de los Pirineos meridionales justamente en el límite con la depresión geológica del Ebro, representada en este extremo por la Depresión Central Catalana.

El mirador de la Creu del Codó, convenientemente ilustrado, constituye uno de los más destacados puntos de observación del paisaje de Catalunya, que ha tenido incluso trascendencia en el avance del conocimiento geológico de la estructura de la cordillera pirenaica, puesto que desde este punto privilegiado se describieron por primera vez en la literatura estratigráfica las discordancias progresivas de los conglomerados terciarios

(Riba, 1973), que tan bellamente se muestran en el corte geológico de la Sierra de Busa, en un plano intermedio al este del mirador (figuras 19 y 20).

En el flanco norte del mirador se encuentra, cerrando la visión, el gran escarpe formado por las calizas eocenas de la sierra del Port del Comte y de Querol (manto del Cadí) cabalgando sobre los conglomerados terciarios deformados a su pie del Sistema Aluvial de Berga. Se puede contemplar en primer plano el contexto geológico de la zona de contacto entre el manto del Cadí y el borde plegado de la cuenca del Ebro. La escarpada vertiente presenta destacados depósitos de formaciones superficiales pleistocenas del tipo derrubios ordenados (*grèzes litées*) que la tapizan y regularizan. Dichos depósitos son aprovechados puntualmente como material para la construcción de las vías de comunicación locales.

En días nítidos, la extensa visión del horizonte permite vislumbrar los límites meridional y oriental de la Depresión Central Catalana, en las montañas de Montserrat y del Montsant, así como relieves propios de la Cordillera Prelitoral Catalana, caso del Montseny o la Sierra de Prades. También hacia el sur, la Creu del Codó constituye también un extraordinario mirador sobre la Depresión Central Catalana (NE del valle del Ebro) desde donde puede contemplarse los llanos del área de Lleida, los relieves adosados a los Catalánides que cierran la depresión por el este como el Montsant o la sierra del Tallat y de Llena, o hacia el horizonte oeste donde se vislumbran los depósitos pliocuaternarios del interfluvio Segre-Noguera Ribagorçana, separando las comarcas de la Llitera en Aragón.

Desde este punto es un privilegio contemplar los valles y gargantas de Canalda, Odèn y Riu Fred, extraordinariamente encajados en las masas conglomeráticas del Eoceno-Oligoceno que conforman las molasas deformadas en la base y horizontales en la parte alta, que fueron depositadas al pie de los relieves de las sierras.

Desde un punto de vista geológico la perspectiva más interesante la muestra la visión hacia el este donde se puede contemplar los relieves conglomeráticos de las sierras de Bastets i de Busa, conformadas por el llamado Sistema Aluvial de Berga (Eoceno-Oligoceno). La disposición estructural de los diferentes niveles de deposición de los conglomerados muestra con todo tipo de detalles las discordancias progresivas definidas en su día por el profesor O. Riba (1973), que tuvieron una fuerte trascendencia en la literatura estratigráfica internacional y sirvieron para la introducción de este nuevo concepto de la estratigrafía de cuencas con bordes activos (figura 21).

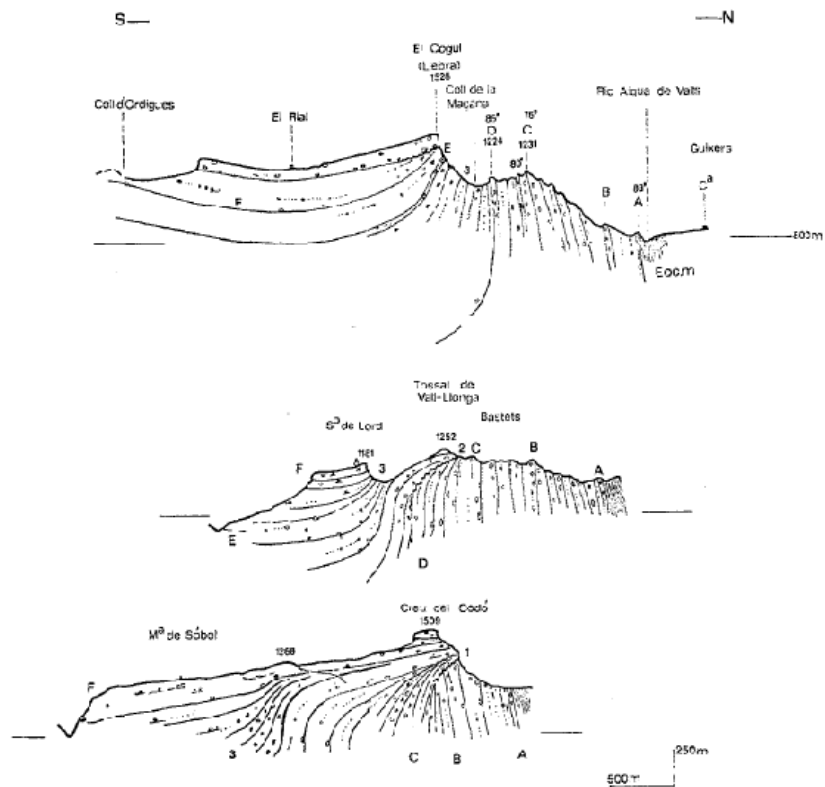


FIG. 2. — Cortes seriados del Alto Cardener: 1. Discordancia angular de El Codó; 2. Id. del Tossal de Vall-Llonga; 3. Id. de Busa-Rasa de Torroella.

Figura 19. Cortes geológicos N-S que permiten apreciar las discordancias angulares progresivas en los conglomerados del Sistema Aluvial de Berga observables en el área del Alto Cardener. Desde el mirador de la Creu del Codó se pueden observar los cortes superior (Serra de Busa) y central (Serra de Bastets). Dibujos originales del trabajo de Riba (1973).

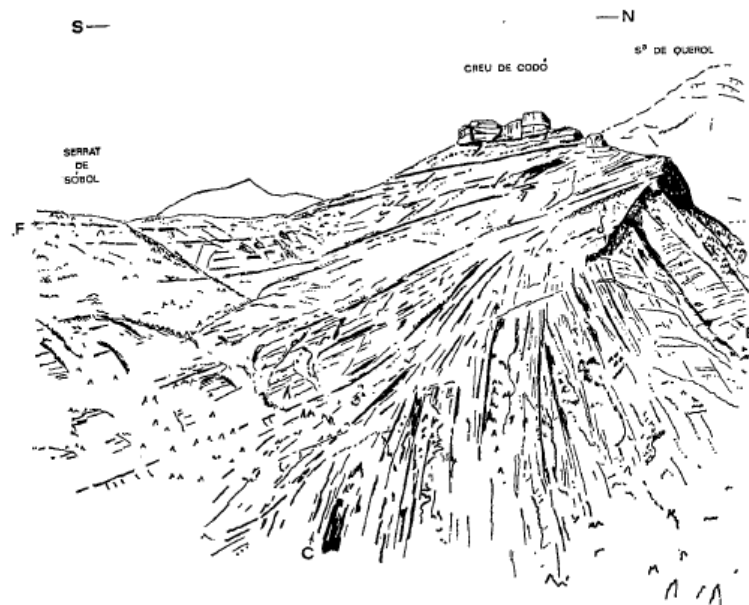


Figura 20. Vista desde el este de los conglomerados del Sistema Aluvial de Berga que se pueden observar en este caso bajo el mirador de la Creu del Codó. Dibujos originales del trabajo de Riba (1973).

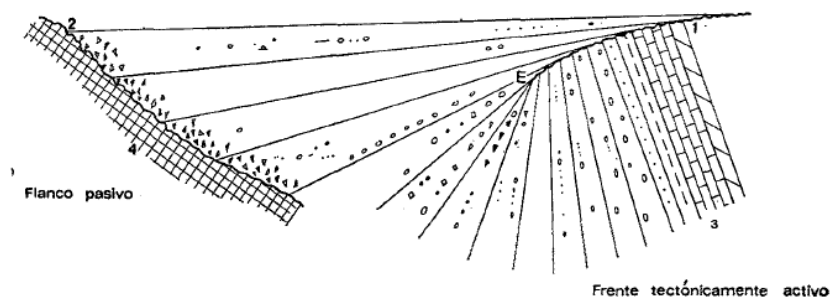


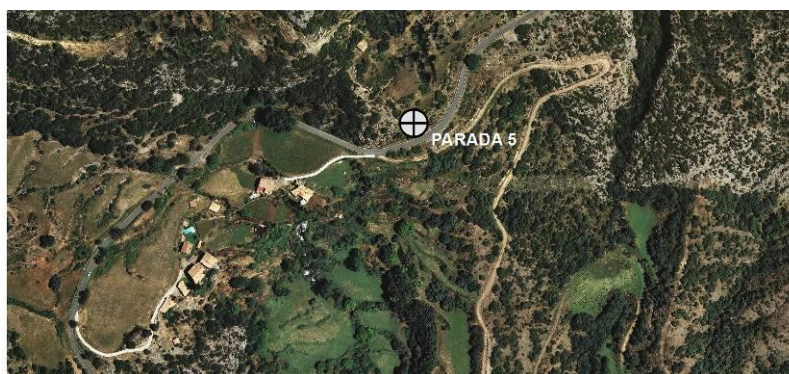
FIG. 7. — Modelo de discordancia progresiva. Explicación: 1. Discordancia angular sintectónica; 2. Discordancia angular del flanco pasivo, de tipo escalante; 3. Serie preorogénica; 4. Substrato y relieve fosilizado por los sedimentos sintectónicos.

Figura 21. Modelo conceptual de desarrollo de una discordancia progresiva. Original de Riba (1973)

PARADA 5. SURGENCIAS DE CAN SALA (1.065 m s.n.m.) Y SANT QUINTÍ (940 m s.n.m.) (SUBUNIDAD HIDROGEOLÓGICA DE ODÈN)



Figura 22. Mapa topográfico 1:10.000 (arriba) y Ortofotomapa 1:2500 (abajo) ubicando la localización de la parada 5. Fuente: Institut Cartogràfic de Catalunya



La unidad hidrogeológica del Port del Comte es la más importante de la zona y está constituida, como se ha indicado en la descripción de la parada de Les Fonts del Cardener, por dos grandes subunidades: la subunidad de la Bofia en el sector este cuya descarga se produce a través de Les Fonts del Cardener, y por otro lado, la subunidad de Odèn, la mayor de ellas situada en el sector oeste, que dirige sus aguas hacia los manantiales de Can Sala y a la surgencia de Sant Quintí (figura 22). Estas dos surgencias, especialmente la de Sant Quintí, constituyen las aportaciones más generosas y constantes de las cabeceras de la Ribera Salada, en concreto del principal afluente el río Fred, que conforman un valorado paraje denominado “Fonts de Sant Quintí” dentro del plan de espacios de interés natural (PEIN) de la Generalitat de Catalunya, por la pureza y calidad de dichas aguas, las especies acuáticas presentes y por el excelente grado de conservación de los congostos fluviales.

El acuífero de la subunidad de Odèn está constituido por las calizas blancas con Alveolinas de la formación Ager, con porosidad por fracturación y carstificación. Su muro es el acuitardo de las margas rojas con yesos y intercalaciones de calizas de la formación Tremp también conocida como facies garumniense (tránsito Cretácico-Paleoceno). Desde un punto de vista geográfico el acuífero está integrado por la sierras de Campelles y de Cambrils y la parte norte del Port del Comte (Pedró dels Quatre Batlles). Presenta una extensión de 40,1 km². El límite septentrional lo constituye la cresta de un anticlinal de dirección ENE-WSW. El límite este lo produce el suavizamiento del sinclinorio. Básicamente se trata de un sinclinal basculado hacia el

SW (Gil y Núñez, 2003). Al SE de estas estructuras el agua se dirige hacia la unidad de la Bòfia y aparece en les Fonts del Cardener.

El flujo de agua subterránea viene marcado de forma clara por la estructura geológica, principalmente por las estructuras plegadas en sinclinal, el cabalgamiento de la lámina del Cadí y por la naturaleza carbonatada de los materiales. El agua percolada en la estructura sinclinal es conducida siguiendo la incilación hacia el SW del eje del pliegue.

El manantial de Can Sala (El Racó) es el mas elevado y aflora a 1.065 m s.n.m. justo por encima de la carretera L-401 de Cambrils a Sant Llorenç de Morunys (km 21,3). Este punto constituye el contacto entre los materiales de la estructura sinclinal del manto del Cadí y los conglomerados que fosilizan la estructura. Sus aguas carbonatadas han creado justo tras la casa de Can Sala una espectacular cascada de travertinos de unos 20 m de altura en el paraje conocido como el Racó (figura 23).

Por otro lado, la surgencia de Sant Quintí se encuentra en la parta inferior del valle de Serra de Vinya Vella, a 940 m s.n.m, es decir 125 m por debajo del manantial de Can Sala y en plena masa de los conglomerados plegados del Sistema Aluvial Superior de Berga que fosilizan el cabalgamiento. El acceso hasta la surgencia es a través de un camino que parte de la carretera L-401 justo al costado de Can Sala y desciende hasta la ermita románica de Sant Quintí (s. XI) construida exclusivamente con piedras de sillería cortadas en travertino. La fuente se encuentra a unos 100 m de la ermita. De ella parte un antiguo canal, ahora en desuso que se dirigía hacia una pequeña minicentral de producción eléctrica local actualmente abandonada.

A partir de los aforos realizados por la Confederación Hidrográfica del Ebro en el año hidrológico 1998/99, y a falta de datos más completos se estima que el caudal medio anual en la fuente de Sant Quintí sería de 380 l s^{-1} y el de la surgencia de Can Sala alcanzaría los 140 l s^{-1} . La descarga conjunta de los dos manantiales supone unas salidas anuales de $16,3 \text{ hm}^3$. La evolución de los caudales está íntimamente ligada al régimen de las precipitaciones. Para la fuente de Sant Quintí se ha observado un tiempo de retardo de las aguas subterráneas de alrededor de 19 días y la curva de agotamiento sigue un comportamiento lineal con un coeficiente de agotamiento de $20,8 \text{ días}^{-1}$ (Gil y Núñez, 2003).

Se plantean dos posibilidades para explicar la descarga simultánea de esta subunidad de Odèn a través de dos manantiales: Can Sala y Sant Quintí. En un caso se podría invocar una falla normal N050 con el bloque occidental hundido que crearía la elevación de la zona impermeable y también podría tratarse de una falla que pondría en contacto las calizas permeables del Cretácico con las calizas con alveolinas del Eoceno cediendo el agua a una cota menor (Gil y Núñez, 2003).

Hidroquímicamente las muestras de ambas surgencias son muy parecidas aunque las aguas de Cal Sala presentan facies bicarbonatadas cálcicas, mientras que las procedentes de Sant Quintí serían de facies bicarbonatada magnésica. El contenido en ión cloruro es muy parecido lo cual sugiere que dichas aguas pertenecen a un mismo acuífero. La conductividad de las aguas de Cal Sala es de $360 \mu\text{Scm}^{-1}$ a 25°C y la Sant Quintí es de $290 \mu\text{Scm}^{-1}$ a 25°C

Actualmente las aguas del abastecimiento de Cambrils y Llinars se obtienen de pozos en esta unidad. Concretamente, el pozo de Cambrils abierto sobre los conglomerados a la altura de la carretera L-401 es un pozo realizado a rotopercusión con una profundidad de 210 m



Figura 23. Salto de las aguas que surgen en la fuente de Can Sala (barrio del Racó) justo sobre la formación de travertinos generados por la precipitación de los carbonatos a la salida del acuífero. Fotografía: J. Carles Balasch.

PARADA 6. LA SURGENCIA SALADA DEL SALÍ DE CAMBRILS (1.035 m s.n.m.)

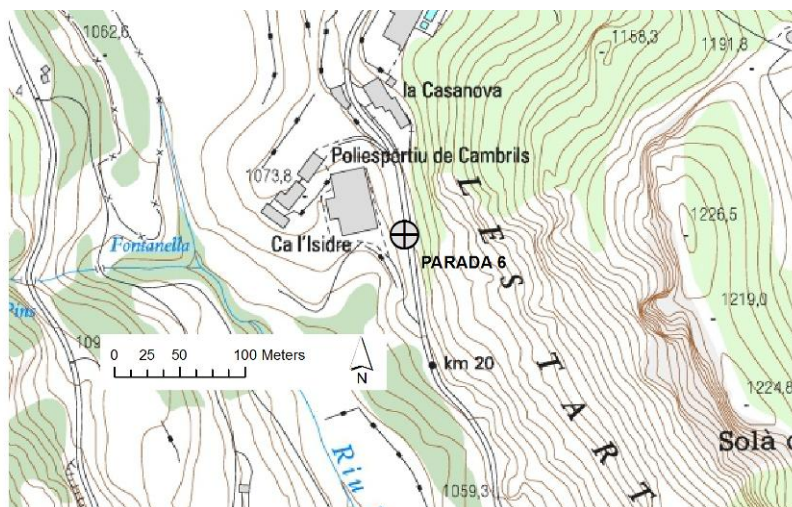
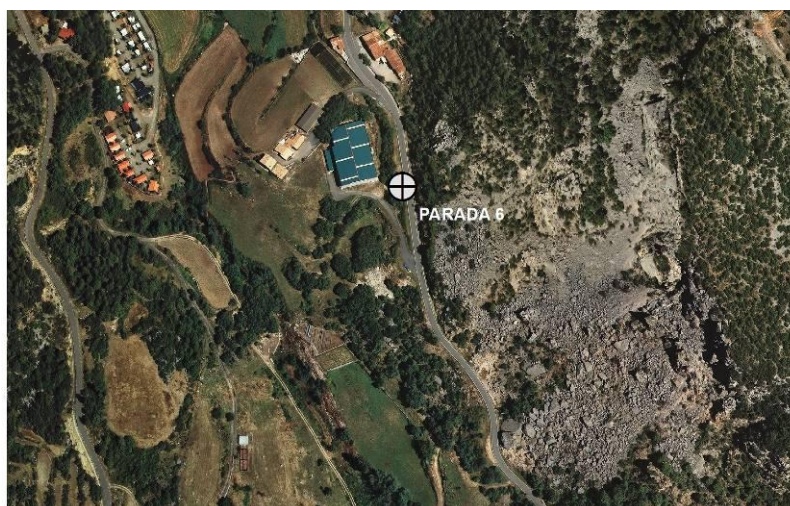


Figura 24. Mapa topográfico 1:10.000 (arriba) y Ortofotomapa 1:2500 (abajo) ubicando la localización de la parada 6. Fuente: Institut Cartogràfic de Catalunya



El Salí de Cambrils (1.035 m s.n.m) es una antigua explotación de sal común que se obtenía a partir de la precipitación por evaporación del cloruro de sodio que contienen las aguas de una fuente situada a unos 500 m al S de la población de Cambrils (figura 24), la cual drena los materiales del Keuper (Triásicos superior). En este punto las arcillas y margas con yesos y sales del Keuper afloran como nivel de despegue en la base del cabalgamiento del manto del Cadí. Sobre ellos se dispone una delgada serie secundaria y una potente serie eocena de calizas con alveolinas del Eoceno inferior que forman el Tozal de Cambrils (1.308 m s.n.m)

Esta surgencia de aguas de alta salinidad son las responsables del nombre que toma el drenaje principal del valle, la Ribera Salada y es la única explotación salina de la montaña catalana situada en un paraje de orografía escarpada (figura 25). Aunque la antigua explotación está datada documentalmente en el año 1780, el yacimiento era utilizado y muy preciado desde época medieval y probablemente en momentos anteriores, como justifica la edificación de un castillo del siglo XI adscrito al obispado de Urgell y de la población para la explotación y distribución de la sal.

El procedimiento de obtención de la sal era muy artesanal. El agua salada se almacenaba en grandes balsas y desde éstas se distribuía a las eras o bancales de evaporación situados por debajo a través de un sistema de estrechos canales de madera de pino y regueros excavados en el suelo. Los bancales estaban contruidos con baldosas de arcilla para evitar las filtraciones y se llenaban con 3 centímetros de lámina de agua salada (figura 26). Eran necesarios unos tres días de buen tiempo para la evaporación del agua y la cristalización de la halita. Después se reunían las sales en acopios para transportarlas mediante un sistema de vagonetas y raíles hasta un almacén donde se molían y se ensacaban para la distribución y venta. En la explotación se observan 5 molinos, de los cuales 2 son para moler la sal, accionados por la fuerza del agua de un torrente. La explotación del Salí de Cambrils se clausuró en 1963 por su difícil comercialización (Roca y otros, 1989) y ha sido muy recientemente (en el 2009) que se ha contemplado su reapertura para la explotación turística (figura 27).



Figura 25. Vista del Salí de Cambrils (t.m. de Odèn) con las conducciones de madera que trasladaban el agua salada hasta las balsas de evaporación y el torrente de agua dulce que se utilizaba para girar los molinos que molían la sal. Fotografía: Ajuntament d'Odèn.



Figura 26. Aspecto de las balsas de evaporación situadas en la única zona llana apta para extender el agua salada, en la parte inferior de la explotación. Conservan el embaldosado original y los separadores que han sido recuperados para la interpretación del conjunto de la explotación de las salinas. Fotografía: Ajuntament d'Odèn.



Figura 27. Reproducción de una antigua etiqueta de denominación de los sacos de sal de Cambrils para su comercialización. Fotografía: Ajuntament d'Odèn.

Justo en la entrada a la población de Cambrils, en el km 20 de la carretera L-401, se puede observar un destacado desprendimiento rocoso en el Solà del Bartolo, que se produjo con ocasión de unas lluvias copiosas en noviembre de 1994. El desprendimiento tiene una cicatriz de unos 340 m de longitud y el área afectada abarca unos 50.000 m². Los bloques de la parte más distal alcanzan varios metros de diámetro y tuvieron que ser volados porque cortaron la carretera L-401.

PARADA 7. DINÁMICA DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA RIBERA SALADA. EXTRACCIONES DE ÁRIDOS EN EL LECHO DEL RÍO

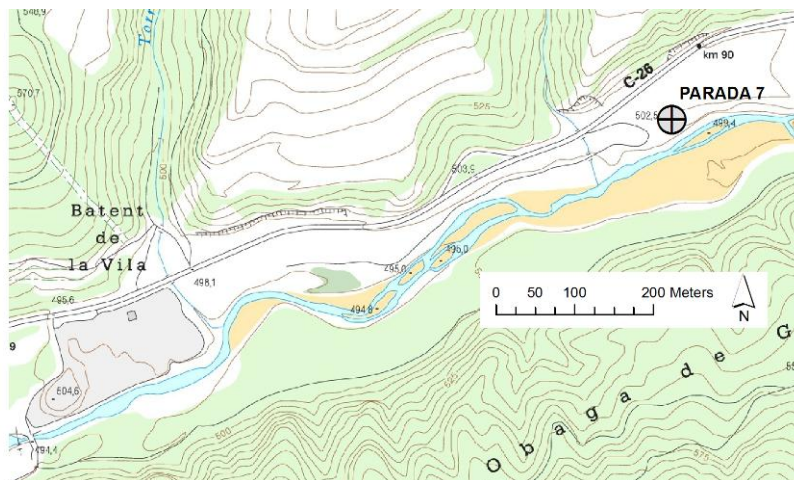


Figura 28. Mapa topográfico 1:10.000 (arriba) y Ortofotomapa 1:2500 (abajo) ubicando la localización de la parada 7. Fuente: Institut Cartogràfic de Catalunya



En el tramo inferior de la Ribera Salada, junto al punto kilométrico 89 de la C-26, se efectúa una parada para observar las extracciones de grava y las características del río en las cercanías de la población de Ceuró (figura 28).

Dinámica del transporte de sedimentos en el río Ribera Salada

El equipo de Geomorfología Fluvial (RIUS) de la Universitat de Lleida y el Centre Tecnològic Forestal de Catalunya iniciaron los estudios sobre hidrología y transporte de sedimentos en la cuenca de la Ribera Salada el año 1998 estableciendo un dispositivo de cuencas experimentales integradas y mediciones de procesos en campo. Se trata de una cuenca de escala intermedia con un recubrimiento forestal muy importante que ha sufrido un aumento de la densidad boscosa a lo largo del siglo XX por abandono de la presencia humana. La investigación se realiza a partir de proyectos competitivos y convenios con la *Agència Catalana de l'Aigua* (ACA). La cuenca de la Ribera Salada (figura 29) tiene una superficie de 224 km², con una altitud de 2.365 m en la cima y 410 m en la confluencia con el Segre, ahora sobreelevada por el embalse de Rialb. La pluviometría media anual es de 620 mm, aunque que pueden alcanzarse los 1.200 mm

en las zonas más elevadas de las cabeceras. El coeficiente de escorrentía anual de la cuenca es del 25 %. Las cabeceras de la cuenca se encuentran sobre los materiales básicamente carbonatados del manto del Cadí y en la cuenca media e inferior los drenajes se encajan sobre las molasas del borde de cuenca del Ebro, es decir, los conglomerados de la formación Berga y las areniscas y lutitas de la formación Solsona. El recubrimiento forestal de la cuenca es muy importante excepto en las cabeceras donde los prados de alta montaña sustituyen al bosque.

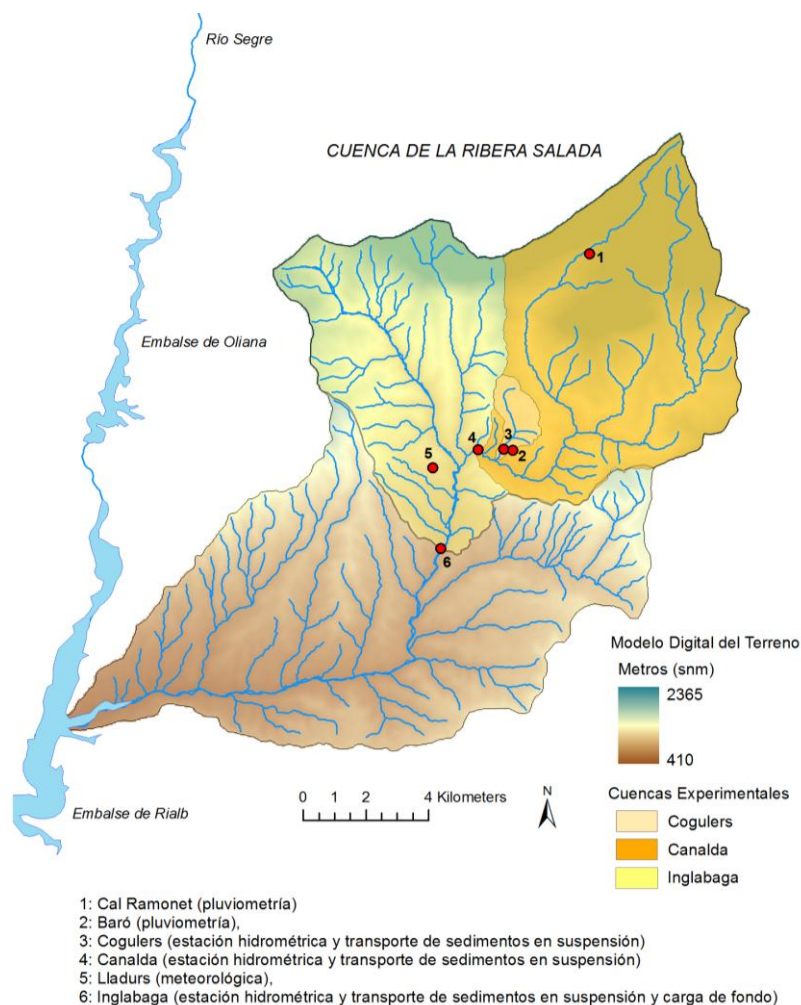


Figura 29. La cuenca experimental de la Ribera Salada con las subcuencas seleccionadas para su instrumentación y estudio.

La medición continuada de los flujos de agua y sedimento en la estación de Inglabaga (114 km^2) durante el período 2005-2008 (figura 30), ha permitido elaborar un balance del agua y sedimentos transportados (figura 31). Se estima que la carga media anual transportada es de unas $12 \text{ t km}^{-2} \text{ año}^{-1}$, de las cuales un 65% corresponde a transporte de fondo y un 35% a transporte de sedimentos en suspensión, aunque estas cifras medias pueden variar significativamente de un año seco a un año húmedo con episodios destacados; por ejemplo, la carga de fondo puede variar entre el 4 y el 75% del transporte total (Vericat y Batalla, 2010). En cuanto a la concentración máxima de sedimentos en suspensión, el valor registrado puntual más elevado fue de 3 g l^{-1} , aunque el valor medio del periodo de muestreo fue de $15,6 \text{ mg l}^{-1}$ (para más detalles, ver figura 30). Estas cifras están en el rango a las registradas anteriormente en la misma cuenca

durante campañas precedentes en las que se realizaba una medición manual de menor continuidad temporal (Batalla et al., 2005). La cifra global del sedimento transportada se considera baja cuando se la compara con las cifras medidas en otras cuencas similares del entorno mediterráneo, caracterizadas por procesos más intensos de degradación ambiental (Inbar, 1992). Una explicación muy probable de la baja respuesta sedimentaria se hallaría en la importante renaturalización que ha acompañado a la cuenca a lo largo del siglo XX, puesto que las actividades de extracción de la madera y las cubiertas arbóreas han aumentado su extensión y densidad.

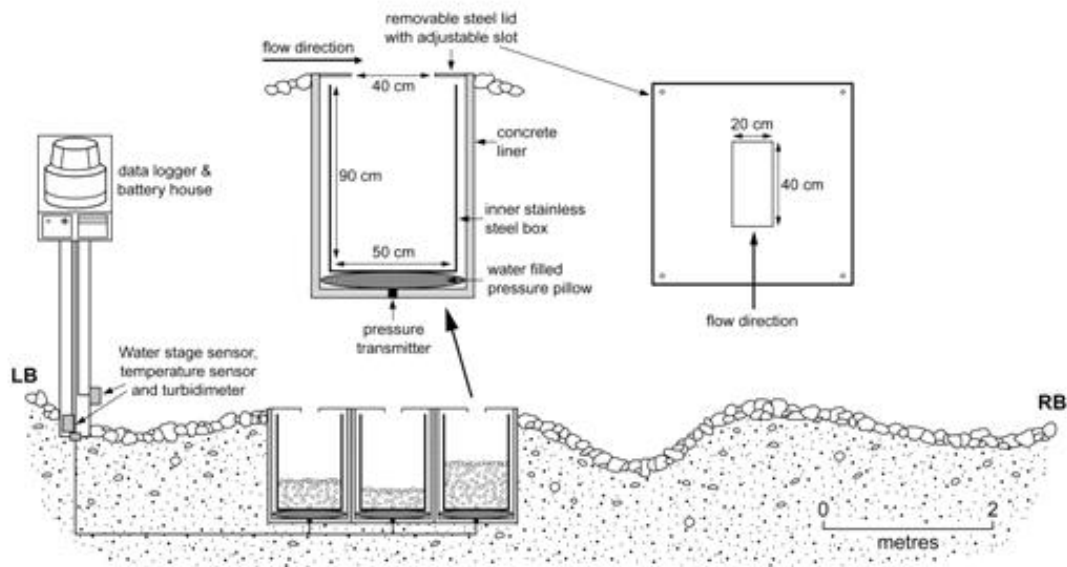


Figura 30. Esquema de la estación de Inglabaga (arriba) y fotografías del cauce aguas abajo de la estación y de las trampas de carga de fondo (abajo y de derecha a izquierda). Fuente: Vericat y Batalla (2010).

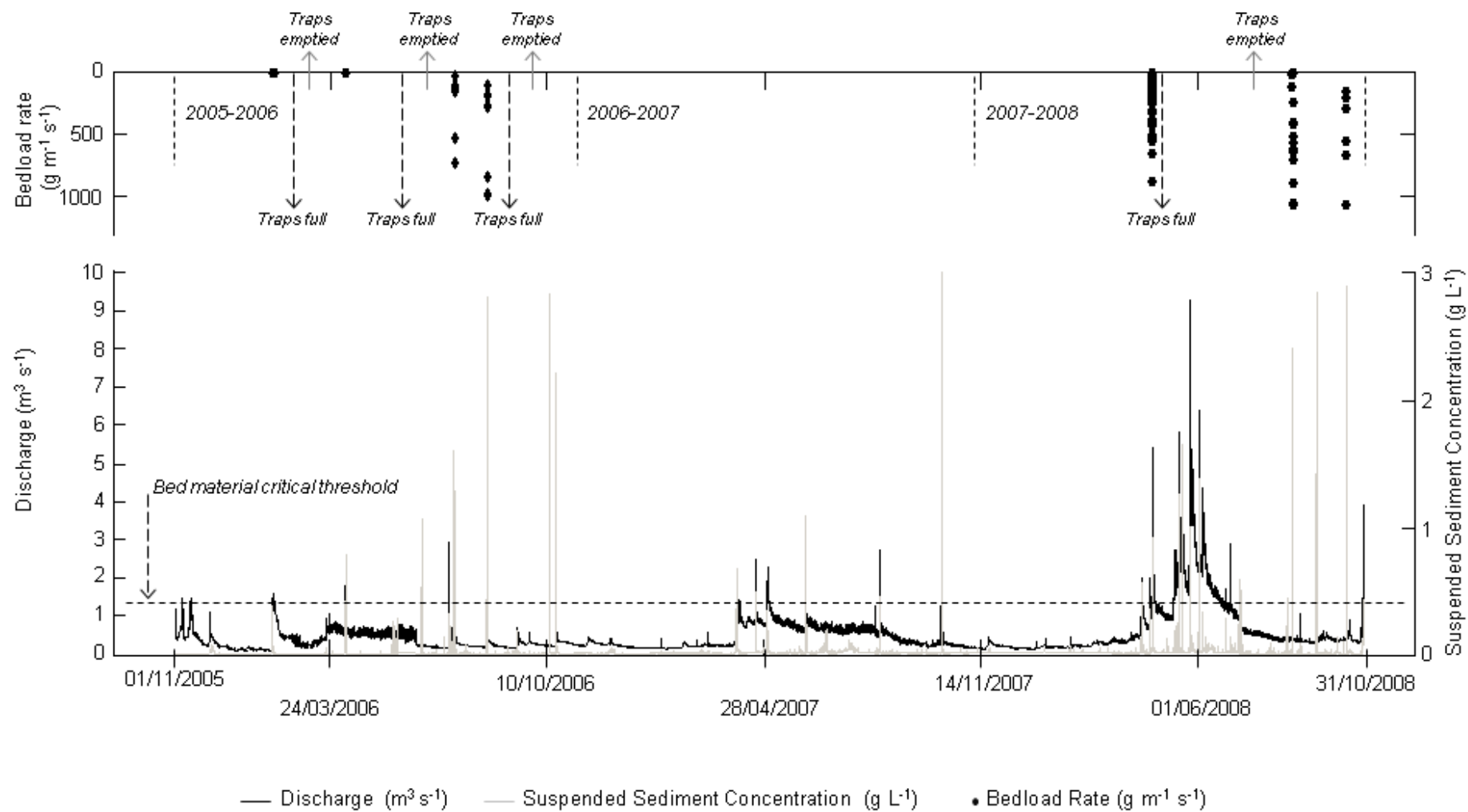


Figura 31. Caudal, transporte de sedimentos en suspensión y carga de fondo en la sección de Inglabaga para el periodo 2005-2008. Fuente: Vericat y Batalla (2010).

Extracciones de gravas y arenas en el lecho del río

En el curso inferior del río Ribera Salada se han realizado actividades extractivas de sedimentos fluviales (áridos) del lecho y de la llanura de inundación desde el año 1987. Durante la primera década (1987-1989), la demanda más importante de estos materiales correspondió al abastecimiento de áridos para realizar la variante de la carretera entre Ponts y Oliana (C-14) en el tramo que circunda el embalse de Rialb. La actividad extractiva más importante se ha concentrado en los alrededores de Ceuró (figura 32), aunque también en el tramo que va de Ogern a la desembocadura con el Segre se han registrado excavaciones y modificaciones fluviales importantes.

Batalla y otros (2007) documentaban la extracción de áridos en 310.650 m^3 durante el período 1987-2000. Las observaciones de campo sugerían que el ritmo de recuperación del balance sedimentario del río en los tramos afectados es muy lento, hecho que se manifiesta con la presencia todavía muy marcada de dos concavidades en el perfil longitudinal, 15 años después de las últimas grandes extracciones; este fenómeno se magnifica por una cierta tendencia del lecho del río a la erosión. La incisión media anual se estimó alrededor de los 2 cm anuales en dichas concavidades. Las estimaciones realizadas sitúan el tiempo de recuperación del perfil longitudinal en el orden de los 100 años.



Figura 32. (izquierda) Vista del lecho de la Ribera Salada en el tramo afectado por las extracciones de áridos donde se puede apreciar el resultado de los trabajos extractivos; (derecha) Vista del resultado de las extracciones sobre la terraza fluvial desconectando su acuífero aluvial del lecho del río. La reducción topográfica en la sección de la fotografía es de aproximadamente 2 metros. Fotografías: Ramon J. Batalla, Junio de 2000)

Bibliografia

ACA (2004): Els recursos hídrics en règim natural a les conques internes de Catalunya (1940-2000). Recull de Dades. *Documents Tècnics* 2, Agència Catalana de l'Aigua, Barcelona.

Batalla, R.J., Garcia, C. y Balasch, J.C. (2005): Total sediment load in a Mediterranean mountainous catchment (the Ribera Salada River, Catalan Pre-Pyrenees, NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49 (4): 495-514.

Batalla R.J.; Ferrer, C.; Martín-Vide J.P. y Rovira, A. (2007): Directrius de gestió del sediment fluvial. Agència Catalana de l'Aigua, Generalitat de Catalunya, Barcelona, 97 p.

Bosch, J.M. y Hewlett, J.D. (1982): A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55: 3-23.

Clotet, N. y Gallart F. (1984a): Dinàmica a la conca de l'alt Llobregat, in: C. Puigdefàbregas, E. Aragonés y R. Tourís (eds.) *Efectes Geomorfològics dels Aiguats de Novembre de 1982*. Servei Geològic de Catalunya, Barcelona, 1984, 48-113.

Clotet, N. y Gallart, F. (1984b): El deslizamiento de La Coma (Solsonès, Catalunya) de Noviembre de 1982. *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*. ETSECCP. Barcelona, 1.6.1-1.6.14.

Clotet, N.; Gallart, F. y Tricart, J. (1984): Manifestations glaciaires quaternaires Dans le haut bassin du Llobregat (Prépyrénées Catalanes). *Acta Geológica Hispánica*, 19 (4) : 249-266.

Delgado, J. (2010): *Efecto de la variabilidad climática y de los cambios de uso del suelo sobre el balance hidrológico en la cabecera del Llobregat*. Tesis Doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona (en preparació).

Delgado, J.; Llorens, P.; Nord, G.; Gallart, F. y Calder, I. (2010): Modelling the hydrological response of a Mediterranean medium-sized headwater basin subject to land cover change: the Cardener River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology*, 383: 125-134.

ECORS-Pyrenees Team (1988): The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331: 508-511.

Gallart, F. (1995): The relative geomorphic work effected by four processes in rainstorms: a conceptual approach to magnitude and frequency. *Catena* 25: 353-364.

Gallart, F. y Clotet, N. (1988): Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extreme rainfall event: The November 1982 flood in the Eastern Pyrenees. *Catena, Sup.* 13, pp. 79-85.

- Gallart, F. y Llorens, P. (2003): Catchment management under environmental change: impact of land cover change on water resources. *Water International*, 28(3): 334-340.
- Gallart, F. y Llorens, P. (2004) Observations on land cover changes and water resources in the headwaters of the Ebro catchment, Iberian Peninsula. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29: 769-773.
- Guimerà, J. y Serrat, D. (1992): Els Pirineus. Geologia II. Història Natural dels Països Catalans, Tomo 2, Enciclopèdia Catalana, Barcelona, 36-94.
- Inbar, M. (1992): Rates of fluvial erosion in basins with a Mediterranean type climate. *Catena*, 19: 393-409.
- Kirkby, M.J. (2005): Theory, Organization and Scale, in Encyclopedia of Hydrological Sciences (Ed Anderson, M.G. and McDonnell, J.), Part I. John Wiley, Chichester
- Molina, D. (2000): Conservació i degradació de sòls a les àrees de muntanya en procés d'abandonament. La fertilitat del sòl al Parc Natural del Cadí - Moixeró. Tesis Doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra, 330 pp.
- Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En K. McClay (ed.): Thrust Tectonics. Chapman & Hall, London, 235-246.
- Gil, R. y Núñez, I. (2003): Estudio hidrogeológico de la sierra de Odèn-Port del Comte (Solsonès, Lleida). Informe inédito. 37º Curso Fundación CIHS, Barcelona, 85 p.
- López-Moreno J.I.; Beguería S. y García-Ruiz J.M. (2006): Trends in high flows in the central Spanish Pyrenees: response to climatic factors or to land-use change?. *Hydrological Sciences Journal*, 51(6)
- Riba, O. (1973): Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo Catalán), ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geológica Hispánica*, 8 (3): 90-99.
- Roca, V.; Tort, J. y Sala, R. (1989): El Salí de Cambrils: estudi històric sobre la sal de Cambrils (Solsonès) i sobre la seva explotació industrial. Albada, Terrassa, Barcelona, 53 p.
- Silberstein, R.; Best, A.; Hickel, K.; Gargett, T. y Adhitya, A. (2004): The effect of clearing of native forest on flow regime. Technical report 04/4, Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, Melbourne, Victoria.
- Solé Sugrañes, L. (1973): Nota sobre el límite inferior de los derrubios estratificados de vertiente (grèzes litées) en el sector de St. Llorenç de Morunys (Prepirineo oriental, prov. de Lérida). *Acta Geológica Hispánica*, 8 (5): 167-173.
- Vergés, J. (1993): Estudi geològic del vessant Sud del Pirineu Oriental i Central: Evolució en 3D. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona, Barcelona, 203 p.

Vergés, J.; Martínez-Rius, A.; Fleta, J.; Pujadas, J.; Tosquella, J.; Samsó, J.M.; Sanz, J.; Barberà, M. y Berástegui, X. (1994): Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000, La Pobl. de Llet. Hoja nº 255. Instituto Tecnológico Geominero de España, Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 92 p.

Vergés, J.; Millán, H.; Roca, E.; Muñoz, J.A.; Marzo, M.; Cirés, J.; Den Bezemer, T.; Zoetemeijer, R. y Cloetingh, S. (1995): Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, sin- and post-collisional crustal scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12 (8): 903-915.

Vericat, D. (2005): Sediment Transport And Processes In A Highly Regulated River. The Lower Ebro, Ne Iberian Peninsula. Tesis Doctorales en Red, Universitat de Lleida, ISBN: 84-690-0835-2, 320p.

Vericat, D. y Batalla, R. (2010): Sediment transport from continuous monitoring in a perennial Mediterranean stream. *Catena*, 82: 77-86.

Zhang, L., Dawes, W. y Walker, G. (2001): Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 37(3): 701-708.

